

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

**ÉVALUATION DU BILAN SÉDIMENTAIRE
D'UN TRONÇON CÔTIER ENTRE
BAIE-DES-SABLES ET MATANE**

**MÉMOIRE PRÉSENTÉ COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE**

En vue de l'obtention du titre maître ès science

Par :

© Evelyne Arsenault

Dépôt final : 21 juillet 2016

COMPOSITION DU JURY

Membre du jury :

- Pascal Bernatchez, directeur de recherche; professeur et titulaire de la chaire de recherche en géoscience côtière de l'Université du Québec à Rimouski
- Jean-Marie Dubois, évaluateur externe; Professeur-émérite à l'Université de Sherbrooke
- Guillaume Marie, évaluateur interne et président du Jury; Professeur-chercheur à l'Université du Québec à Rimouski

Dépôt initial : 7 avril 2016

Dépôt final : 21 juillet 2016

AVERTISSEMENT

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

DÉDICACE

À Léo et Zélie

« On ne voit bien qu'avec le cœur. L'essentiel est invisible pour les yeux. »

- Antoine de Saint-Exupéry

REMERCIEMENTS

Je ne pourrais présenter ce mémoire sans remercier mon directeur Pascal Bernatchez, qui, à mon entrée au baccalauréat en 2005, a su éveiller mon intérêt aux merveilles de la géomorphologie côtière. C'est ensuite à bras ouverts qu'il m'a accueillie en janvier 2013 pour mon retour aux études, 5 ans après la fin de celles-ci. Il m'a ainsi permis de commencer un projet de maîtrise, alors que la session commençait... dans les 20 minutes suivantes. D'entrée de jeu, il m'a proposé des projets qui ralliaient mes champs d'intérêt pour les structures de protection côtières et les problématiques liées aux milieux littoraux, tout en considérant mon lieu de résidence à 300 km de l'Université et la disponibilité liée à mon statut de mère de jeunes enfants. Tout au long de ce projet, il m'a accordé une confiance au-delà de mes espérances, tout en guidant l'avancement de ce projet.

Je veux également remercier mon mari, Sébastien Bernier, pour son soutien inconditionnel et son amour constant du début à la fin de ce périple. J'ai aussi une pensée toute spéciale pour mes filles. D'abord Zélie qui, du haut de ses 3 et 4 ans, a dû comprendre que maman devait partir au moins un soir toutes les semaines pour aller à l'école et sa petite sœur Léo, qui m'a accompagnée lors de plusieurs allers-retours durant la première session afin de ne pas s'éloigner de son « garde-manger personnel »! Ma sincère reconnaissance va à mes beaux-parents, Claude Bernier et Louiselle April, qui m'ont accueillie, nourrie, hébergée et ont pris soin de Léo lors de mes visites à Rimouski. Sans leur soutien, ce projet n'aurait tout simplement jamais vu le jour sous mon nom.

Je tiens de même à souligner l'implication de mes parents. Premièrement, mon père Jean Arsenault qui, il y a bien longtemps maintenant, s'est assis avec moi sur un muret de ciment au bord du Saint-Laurent et m'a expliqué que le nord était par-là et que l'eau montait et descendait tous les jours, même l'hiver! Il avait ainsi posé les assises de ma passion pour la géographie physique. Deuxièmement, ma mère Annie Desjardins, pour sa confiance sans bornes en mes capacités scolaires, ses encouragements constants et les nombreuses révisions du français de mes travaux qu'elle a effectués. Finalement, mon beau-père Michel Derooy pour avoir poursuivi les enseignements de mon père à propos des merveilles de la nature ainsi que pour son support tant moral que financier.

Un merci particulier va aussi à Michel Michaud du Ministère des Transports, pour m'avoir offert ce poste étudiant au Service de la coordination et de la recherche et de l'innovation qui fut une expérience fort enrichissante. Il est aussi un collègue que j'ai beaucoup apprécié, tout comme ceux du Laboratoire de dynamique et de gestion des zones côtières de l'UQAR, notamment les nombreux coups de main de Susan Drezja.

En terminant, je souhaite également remercier le ministère de la Sécurité publique du Québec via son cadre de prévention des principaux sinistres, la Chaire de recherche en géoscience côtière, les Presses de l'Université du Québec ainsi que le Groupe Boréas pour le soutien financier qui m'a permis de mener à bien ce travail.

RÉSUMÉ

Une augmentation des sinistres côtiers pour l'ensemble du Québec maritime a été observée dans les archives de la presse écrite entre 2001 et 2010,. Sur la côte nord de la péninsule gaspésienne, le déficit sédimentaire est une des causes avancées pour expliquer ce constat. Pour le confirmer, le bilan sédimentaire d'un segment côtier entre Matane et Baie-des-Sables a été quantifié sur une période de 80 ans, à l'aide de l'analyse des largeurs de plages. Ce secteur présente de larges estrans rocheux bordés par de minces cordons sableux près de la côte, où les glaces sont présentes près de quatre mois par année, soit un type d'environnement où peu de bilans sédimentaires ont été réalisés.

Les effets des structures de protection linéaire sur les plages situées tout juste devant elles ont été évalués puisque ces ouvrages sont susceptibles d'accentuer le déficit sédimentaire. L'impact de l'évolution du niveau marin relatif, de la diminution du couvert glaciaire ainsi que de divers paramètres météo-marins tels les niveaux d'eau, les surcotes, le régime des vagues et des vents et la pression atmosphérique ont également été explorés à l'aide de plusieurs bases de données, afin d'expliquer le postulat initial.

Il résulte de l'analyse présentée ici que le bilan sédimentaire du segment côtier étudié est plutôt stable avec des variations de la largeur de plages qui oscillent entre -2,06 et 1,83 m selon les périodes étudiées (entre 8 et 21 ans). Les structures de protection semblent être à l'origine de la diminution de la largeur des plages situées à leur droit pour plusieurs périodes, mais ce déficit sédimentaire ne s'avère pas pour la période récente. Par conséquent, cette hypothèse ne peut expliquer la hausse observée entre 2001 et 2010 des sinistres côtiers. L'analyse des paramètres météo-marins a permis de confirmer l'importance de considérer le régime des vagues dans l'analyse des événements côtiers et de mettre en lumière les besoins d'une meilleure compréhension de leur développement aux abords des côtes. De plus, une rotation de la direction préférentielle des vents dans les années 1970 pourrait avoir favorisé l'exposition de la côte aux forts vents du nord-est.

Mots clés : bilan sédimentaire; structure de protection, estran mixte, météo-marins.

ABSTRACT

Based on the written records, an increase of coastal sinisters has been observed between 2001 and 2010 on Quebec's maritime territory. On the north coast of the Gaspé peninsula, sedimentary deficit has been indicated to explain this fact. To confirm it, coastal sedimentary balance between Matane and Baie-des-Sables has been quantified by beach width analysis over an 80 year period. This sector present large rocky shores lined by thin sandy bands close to the coast, where ice is present about 4 months every year, thus being an environnement where not much analysis of sedimentary balance analysis have been done.

The coastal protection structures effects on the beaches facing them directly has been investigated because these structures can possibly increase sediment deficit. The evolution of the sea level rise along with the diminution of ice cover and different marine and meteorological parameters, like water level, surcotes, the effect of the waves and of the winds as well as the atmospheric pressure have all been examined thru exploration of several data bases to explain the initial results.

The result of the current analysis propose that this sedimentary budget shows that the coastal area studied is fairly stable with width variations between -2,06 and 1,83 m depending on the periods the study has been carried (between 8 and 21 years). The coastal structures seem to be the cause of beaches width diminution for most of the periods studied for the purpose of this project, however, this sedimentary deficit has not been observed in the most recent period. Consequently, this hypothesis cannot explain the increase in coastal disasters observed between 2001 and 2010. Meteorological and marine parameters assessment have permitted to confirm the importance of considering waves climate in the coastal events analysis and to highlight the needs for a better understanding of coastal development. Moreover, a change in winds preferential direction during the 1970 decade could have favored the exposure of the coast to the strong North-East winds.

Keywords : sedimentary budget, coastal protection, mixed foreshore

TABLE DES MATIÈRES

AVERTISSEMENT	VII
DÉDICACE	IX
REMERCIEMENTS	XI
RÉSUMÉ	XIII
ABSTRACT	XV
TABLE DES MATIÈRES	XVII
LISTE DES FIGURES	XXI
LISTE DES TABLEAUX	XXV
INTRODUCTION	1
PROBLEMATIQUE	1
JUSTIFICATION DU PROJET ET ORIGINALITE DE LA RECHERCHE	2
HYPOTHESES	3
OBJECTIFS DE L'ETUDE	4
PLAN DE PRESENTATION DU MEMOIRE	4
1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET THEORIQUE DE L'ETUDE	5
1.1. DESCRIPTION DU MILIEU D'ÉTUDE	5
1.1.1. Localisation	5
1.1.2. Géomorphologie de la zone côtière	6
1.1.3. Hydrographie	9
1.2. REALISATION D'UN BILAN SEDIMENTAIRE	12
1.2.1. Limites spatiales	13
1.2.2. Quantification du bilan sédimentaire à l'aide du calcul de la largeur de plage	15
1.2.3. Identification des sources sédimentaires	15
1.2.4. Identification des processus de transport sédimentaire (pertes)	17
1.3. ÉVALUATION DES FACTEURS INFLUENTS SUR LE BILAN SEDIMENTAIRE	19

1.3.1. Effets des ouvrages de protection rigides	20
1.3.2. Événements météo-marins	24
1.3.3. Climat	25
1.3.4. Hydrodynamique	27
1.3.5. Hausse du niveau marin attendue	31
1.3.6. Diminution de la couverture de glace de mer	34
1.3.7. Modifications anthropiques des apports ou des pertes sédimentaires	40
2. MÉTHODOLOGIE	41
2.1. BILAN SEDIMENTAIRE	41
2.1.1. Choix méthodologique	41
2.1.2. Calcul et analyse de la largeur de plage	44
2.2. INFLUENCE DES STRUCTURES DE PROTECTION	47
2.3. INFLUENCE DE LA MODIFICATION DES PARAMETRES METEO-MARINS	48
2.3.1. Évaluation de la durée des événements	48
2.3.2. Extraction des paramètres d'analyse	51
2.3.3. Caractérisation des événements	52
2.4. INFLUENCE DU NIVEAU MARIN RELATIF	55
2.5. INFLUENCE DE L'ÉVOLUTION DE LA PÉRIODE D'ENGLACEMENT	55
3. RÉSULTATS ET DISCUSSION	57
3.1. ÉVALUATION DU BILAN SEDIMENTAIRE	57
3.1.1. Comparaison des largeurs de plage moyennes	57
3.1.2. Appréciation spatiale de la largeur de plage	61
3.1.3. Analyses de la variation inter période de la largeur de plage	65
3.2. ÉVALUATION DE L'INFLUENCE DES STRUCTURES DE PROTECTION	69
3.3. ÉVALUATION DE L'INFLUENCE DE L'ÉVOLUTION DES PARAMETRES METEO-MARINS	72
3.3.1. Analyse des événements météo-marins, répertoriés dans les archives, ayant engendré des dommages côtiers	73
3.3.2. Analyse des niveaux hydrographiques et des surcotes observés lors des événements	76

3.3.3. Analyse de la pression atmosphérique	79
3.3.4. Analyse du climat de vagues durant les événements	80
3.3.5. Analyse des niveaux d'eau total atteints	82
3.3.6. Analyse du régime des vents	84
3.4. ÉVALUATION DE L'INFLUENCE DE L'ÉVOLUTION DU NIVEAU MARIN RELATIF	92
3.5. ÉVALUATION DE L'INFLUENCE DE L'ÉVOLUTION DE LA COUVERTURE GLACIELLE	94
3.5.1. Évolution de la saison glacielle (hivers 1969-1970 à 2009-2010)	95
3.5.2. Comparaison des concentrations totales accumulées de glace de mer	97
3.5.3. Application des conditions de glaces de mer au milieu côtier	99
CONCLUSION	105
REFERENCES	109
ANNEXE A : DESCRIPTION DES PHOTOGRAPHIES UTILISÉES	119
ANNEXE B : ROSE DES VAGUES DURANT LES ÉVÉNEMENTS RECENSES ENTRE 1980 ET 2010	128

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation de la zone d'étude.....	6
Figure 2 : Profil littoral typique de la zone d'étude (Rivière Blanche).....	7
Figure 3 : Zone intertidale à Saint-Ulric et niveaux d'eau atteints	11
Figure 4 : Localisation des entités hydrosédimentaires.....	14
Figure 5 : Localisation des apports sédimentaires fluviaux.....	17
Figure 6 : Rose des vents de la station de Mont-Joli (#7 055 120).....	26
Figure 7 : Composantes des niveaux d'eau extrêmes.....	27
Figure 8 : a) Rose des vagues au Point de grille Saint-Ulric a) vagues modélisées entre 1980-2009; b) vagues de 1,5 m et plus seulement (1980-2009).....	29
Figure 9 : Distance de fetch à partir du centre de la zone d'étude.....	30
Figure 10 : Variation projetée du niveau marin relatif moyen entre 1986-2005 et 2081-2100 sous le scénario RCP 8,5 (Total) ;.....	32
Figure 11 : Total accumulé de la couverture des glaces historiques entre le 26 novembre et le 30 avril des hivers 1980/1981 à 2015/2016	36
Figure 12 : La couverture maximale de glace entre les 26 novembre et 30 avril des hivers 1980/1981 à 2014/2015.....	37
Figure 13 : La couverture minimale de glace entre les semaines du 25 décembre et du 19 mars pour les hivers 1980/1981 à 2014/2015	38
Figure 14 : Délimitation transversale d'un profil littoral	43
Figure 15 : Positionnement de la ligne de base.....	45
Figure 16 : Exemple du calcul de la variation de la largeur de plage	46
Figure 17 : Localisation de la station météorologique et des stations hydrographiques utilisées ainsi que du point de grille analysé par le modèle de vagues	50
Figure 18 : Exemple des graphiques générés pour la caractérisation des paramètres météo- marins	54
Figure 19 : Emprise de la zone d'analyse des glaces	56
Figure 20 : Évolution de la largeur de plage.....	58

Figure 21 : Classification des largeurs de plage	63
Figure 22 : Compilation des profils mesurés en fonction de la classe de largeur de plage ..	65
Figure 23 : Variation de la largeur de plage	67
Figure 24 : Taux de migration historique (1938-2012) en mètres issus de l'analyse des données géospatiales de Marie <i>et coll.</i> (2014).....	69
Figure 25 : Largeur moyenne des plages en fonction de la protection de la côte et pourcentage de côte artificialisée	70
Figure 26 : Nombre d'événements météo-marins parus dans les archives par décennie	73
Figure 27 : Répartition saisonnière des événements répertoriés.....	74
Figure 28 : Répartition saisonnière et mensuelle des événements météo-marins répertoriés par décennie;.....	75
Figure 29 : Niveau hydrographique maximum atteint lors des événements répertoriés	77
Figure 30 : Proportion du nombre d'heures de surcote selon les seuils >0,50, >0,75 et >1 m par rapport au nombre total d'heures de surcote par décennie*	78
Figure 31 : Nombre d'heures où la pression atmosphérique était sous 98,92 kaP à la station de Mont-Joli.....	80
Figure 32 : Direction des vagues lors des événements répertoriés	81
Figure 33 : Niveau de l'eau au moment du niveau d'eau total au large maximum entre 1980 et 2010	82
Figure 34 : Évolution du niveau d'eau total au large (NETL) moyen par décennie au point de grille de Saint-Ulric.	83
Figure 35 : Vitesse moyenne des vents par année à la station de Mont-Joli	85
Figure 36 : Évolution de l'occurrence des vents en fonction de leur vitesse à la station de Mont-Joli	85
Figure 37 : Proportion (%) du nombre d'heures total des vents enregistrés par direction (1953-2012) à la station de Mont-Joli	86
Figure 38 : Proportion de l'occurrence des vents par décennie selon leur direction à la station de Mont-Joli *	87

Figure 39 : Proportion de l'occurrence des vents par décennie selon leur direction et leur vitesse à la station de Mont-Joli *	88
Figure 40 : Pourcentage du nombre d'heures total des vents enregistrés durant les surcotes par direction à la station de Mont-Joli.....	89
Figure 41 : Pourcentage du nombre d'heures total des vents de plus de 30, 40, 50 et 60 km/h enregistrés durant les surcotes par direction à la station de Mont-Joli.....	90
Figure 42 : Proportion des vents de plus de 30, 40, 50 et 60 km/h enregistrés durant les surcotes par direction pour chaque décennie à la station de Mont-Joli.....	91
Figure 43 : Niveau marin relatif aux stations marégraphiques de Pointe-au-Père (1901-1983) et de Rimouski (1984-2013)	92
Figure 44 : Évolution de la période glacielle entre les hivers 1968-1969 et 2011-2012 dans la zone d'analyse glacielle	96
Figure 45 : Évolution des concentrations totales accumulées (CTA) pour les régions de la Côte Est, du golfe du Saint-Laurent et de la zone d'analyse glacielle (ZAG) pour la période 1969-2012	98
Figure 46 : Événements survenus en présence de glace de mers dans la zone d'analyse glacielle.....	99
Figure 47 : Proportion des vents hivernaux de plus de 30 km/h (1980-2010) en fonction de leur direction	101
Figure 48 : Événements survenus en présence potentielle du pied de glace	102
Figure 49 : Événements survenus durant la formation ou la destruction du pied de glace (25 novembre au 31 décembre et 1 au 30 avril).....	103

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Niveau marégraphiques pour le port de Matane Station # 2955	9
Tableau 2 : Revue des diverses analyses de la variation du niveau marin	33
Tableau 3 : Description des stations de mesure utilisées	50
Tableau 4 : Statistiques descriptives des données de largeur de plage selon les années (m).....	58
Tableau 5 : Résultat de test statistique de normalité Kolmogorov-Smirnov et de Shapiro Wilk.....	60
Tableau 6 : Résultat des tests de Kruskal Wallis sur la largeur de plage de chaque paire d'années étudiées	62
Tableau 7 : Statistiques descriptives de variation de la largeur de plage (m).....	66
Tableau 8 : Résultats des tests de Kruskal Wallis appliqués à la largeur de plage devant les côtes naturelles et protégées	71
Tableau 9 : Proportion des événements où le moment de la valeur max. = moment du niveau d'eau total au large ($\pm 2h$)	84
Tableau 10 : Calcul de la variation du niveau marin relatif par décennie	93
Tableau 11 : Calcul de la variation du niveau marin relatif sur des périodes de 30 ans	94
Tableau 12 : Statistiques de l'analyse de l'évolution de la saison glacielle entre les hivers 1969-1970 et 2009-2010	95

INTRODUCTION

Problématique

Des travaux réalisés par la Chaire de recherche en géoscience côtière de l'UQAR et le laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières (LDGIZC) ont recensé dans les archives écrites locales les événements météo-marins ayant causé des dommages aux côtes du Québec maritime (Bernatchez *et coll.*, 2012). Les auteurs ont constaté une hausse récente de ces événements au cours de la dernière décennie, soit entre 2001 et 2010. L'analyse des paramètres météo-marins qu'ils ont réalisée ne peut expliquer à elle seule cette récente augmentation. Ainsi, il semble qu'il ait lieu de se demander si la piste du déficit sédimentaire ainsi que des facteurs naturels et anthropiques qui l'engendrent pourraient expliquer la recrudescence de tels événements.

La tempête de décembre 2010 a causé beaucoup de dommages et a provoqué une réflexion sur un possible retour de tels événements. Dans le contexte actuel des changements climatiques, les variations du niveau de l'eau lié à la hausse du niveau marin relatif attendu (Church *et coll.*, 2013) et potentiellement à l'ajustement isostatique post glaciaire (Koohzare *et coll.*, 2008), la diminution de la protection des côtes par les glaces de mer en hiver (Ruest *et coll.*, 2016; Senneville *et coll.*, 2014) et l'augmentation possible de la fréquence et de l'intensité des tempêtes (Colle *et coll.*, 2013) sont des facteurs susceptibles de favoriser le retour de tels événements et d'en augmenter la fréquence ainsi que l'importance des dommages dans un secteur plutôt vulnérable. En outre, à la suite des événements passés, plusieurs ouvrages de protection dits rigides, soit des murets ou des enrochements, ont souvent été érigés parallèlement à la côte afin de limiter le recul du littoral créé par les fortes vagues de tempête. Ces ouvrages sont susceptibles d'accentuer le déficit sédimentaire des plages à proximité (Bernatchez et Fraser, 2012; Sabatier, 2001; Sabatier *et coll.*, 2009; Samat, 2007) et ainsi d'accentuer l'impact de fortes vagues lors des tempêtes, tenues responsables de l'érosion des côtes.

La planification et la gestion des ouvrages de protection côtière doivent aujourd'hui tenir compte de la possibilité de retour de tels événements et du risque accru qu'engendrent les changements climatiques observés. Pour bien planifier la gestion des risques, l'aménagement du territoire et la protection des côtes, les autorités doivent mieux connaître la dynamique hydrosédimentaire locale qui est influencée à la fois par les caractéristiques physiques, par le climat ainsi que par l'hydrographie locale.

En Matanie, la proximité entre la côte et la route 132 ou le cadre bâti de même que la forte artificialisation du linéaire côtier accentuent la vulnérabilité de la zone côtière aux processus d'érosion et aux épisodes de submersion. Ces phénomènes constituent une problématique importante malgré la densité de population relativement faible. La côte de la région est très basse et sensible aux épisodes de submersion (Didier *et coll.*, 2016). Afin que leurs actions soient bien ciblées sur les véritables sources de problèmes, les gestionnaires du territoire doivent tenir compte des interactions entre les particularités du milieu et le climat local et ainsi mieux adapter leurs actions aux spécificités des aléas locaux.

Justification du projet et originalité de la recherche

D'entrée de jeu, cette recherche vise à approfondir la compréhension de la dynamique côtière propre à au Bas-Saint-Laurent et au nord de la Gaspésie. L'application attendue de ce projet de recherche est ultimement d'améliorer la planification et les pratiques de protection côtière. Plus précisément, il s'agit de contribuer à fournir les bases scientifiques nécessaires à :

- la recherche de solutions aux problèmes d'érosion et de submersion côtières sur la côte sud de l'estuaire du Saint-Laurent;
- la conception et la mise en place de mesures de protection contre l'érosion et la submersion côtières efficaces;

- la réduction des coûts liés aux dommages engendrés par l'érosion et la submersion côtière de même qu'à la construction et l'entretien des structures de protection côtière;
- l'amélioration de l'encadrement légal lié à la protection côtière par les différentes autorités.

L'originalité de ce projet de recherche repose, d'une part, sur l'avancement des connaissances sur les causes d'érosion et de submersion côtière dans un secteur où celles-ci sont limitées. D'autre part, au plan méthodologique, la validation de l'approche par mesure des largeurs de plage pour évaluer les variations de volume sédimentaire, sur des estrans principalement composés d'affleurement rocheux, constituent un apport technique souhaitable dans le domaine des géosciences côtières.

Hypothèses

Ce projet de recherche vise, entre autres, de valider l'hypothèse suivante : le déficit sédimentaire des plages explique en partie la recrudescence des événements d'érosion et de submersion observés depuis le début des années 2000.

En outre, le présent projet de recherche tentera de déterminer si la présence des structures de protection favorise le déficit sédimentaire et si la modification des paramètres météo-marins, l'élévation du niveau marin relatif ou la diminution du couvert de glace encouragent cette recrudescence d'événements engendrant des dommages côtiers.

Parallèlement, la méthode de l'analyse des largeurs de plages pour évaluer la disponibilité sédimentaire des plages est effectuée sur un segment littoral avec estran mixte, où la plage est étroite, et en milieu froid. À notre connaissance, seul les travaux de Leclerc, 2010) cette approche a très peu été utilisée sur de tels types de littoraux.

Objectifs de l'étude

Globalement, ce projet vise à évaluer les causes de la recrudescence des sinistres côtiers afin d'obtenir les assises scientifiques nécessaires à une meilleure gestion intégrée de cette zone côtière. Plus spécifiquement, les objectifs poursuivis dans le cadre de cette recherche sont :

- de quantifier le bilan sédimentaire sur une période de 80 ans afin de déterminer la tendance du bilan sédimentaire (érosion, stabilité ou accrétion?) sur les côtes à terrasse de plage d'un secteur représentatif de la côte bas-laurentienne et nord-gaspésienne;
- d'évaluer l'effet des ouvrages de protection sur le bilan sédimentaire dans un milieu avec de larges estrans rocheux en comparant la largeur des plages au droit des ouvrages de protection et devant les côtes naturelles;
- de déterminer si la modification de l'évolution des niveaux d'eau, de la couverture des glaces ou des paramètres météo-marins au cours des dernières décennies pourrait expliquer la hausse récente des sinistres côtiers.

Plan de présentation du mémoire

Ce mémoire présentera dans un premier temps, les différentes particularités physiques du site retenu près de Matane pour réaliser un bilan sédimentaire. Puis, la démarche retenue pour sa réalisation sera déployée suivie de la description des facteurs naturels et anthropiques qui sont susceptibles d'influencer ce bilan. Ces deux dernières sections exposent les assises scientifiques, relevées dans la littérature, sur lesquelles repose la réflexion de ce mémoire.

La méthode appliquée pour la réalisation du bilan sédimentaire et pour l'évaluation de facteurs potentiellement influents sera décrite dans le chapitre 2. Finalement, les résultats du bilan sédimentaire et de l'analyse de l'évolution des divers facteurs qui peuvent l'influencer seront présentés et discutés au chapitre 3. Dans la conclusion, on retrouve l'état de l'avancée des connaissances réalisées dans ce projet de recherche et la proposition de quelques avenues de développement possibles pour poursuivre le travail entamé.

CHAPITRE 1

CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE ET THÉORIQUE DE L'ÉTUDE

1.1. DESCRIPTION DU MILIEU D'ÉTUDE

1.1.1. Localisation

Un segment d'une trentaine de kilomètres à l'ouest du port de Matane a été retenu pour mener le présent projet de recherche (figure 1). Cette zone d'étude qui s'étend jusqu'au quai de Baie-des-Sables a été déterminée en fonction de :

- l'homogénéité du type de côte;
- la présence de structures de protection rigides et linéaires parallèles à la côte;
- l'alternance entre les segments de côte artificiels et naturels;
- son littoral typique de la région côtière du Bas-Saint-Laurent et du nord de la péninsule gaspésienne soit un estran mixte où les affleurements rocheux abondent et bordé à la côte par un mince cordon sableux.

La côte étudiée longe trois municipalités, soit l'ouest de la ville de Matane, la totalité de la côte de Saint-Ulric-de-Matane, ci-après nommé Saint-Ulric, et la partie est de Baie-des-Sables, qui font toutes partie de la MRC de La Matanie. D'un point de vue régional, la juridiction de ce secteur relève de l'administration régionale du Bas-Saint-Laurent alors que le secteur d'étude appartient à la région touristique de la Gaspésie.

Le secteur est faiblement peuplé à l'exception des noyaux villageois de Baie-des-Sables et de Saint-Ulric ainsi que de l'approche de la ville de Matane. La route nationale 132 qui n'est jamais à plus de 325 m de la côte témoigne du développement côtier linéaire de cette région axé en partie sur l'exploitation des ressources halieutiques.



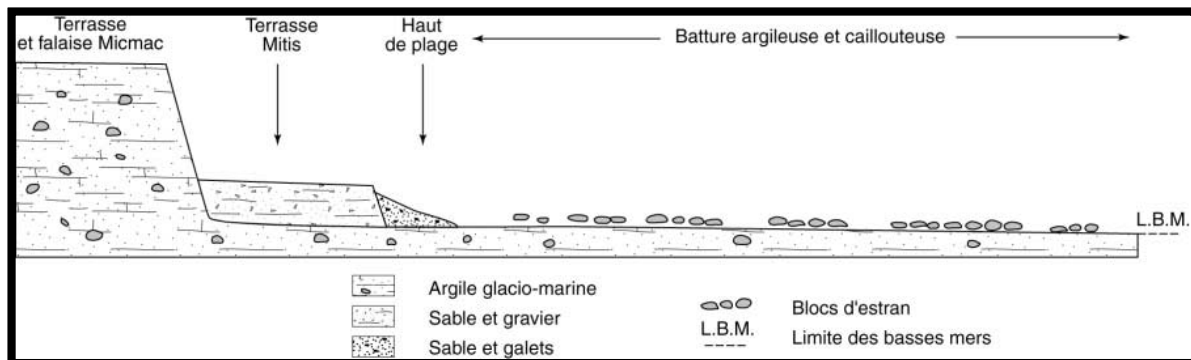
Figure 1 : Localisation de la zone d'étude

1.1.2. Géomorphologie de la zone côtière

La géologie régionale est caractérisée par une assise rocheuse sédimentaire appalachienne. La géologie en place est associée au mélange de Cap-Chat et à la nappe de la Rivière Sainte-Anne. Le socle rocheux du site d'étude est issue des formations de la Rivière Ouelle (Ordovicien inférieur) et de celle de Tourelle (Ordovicien moyen) et se compose essentiellement d'argiles, de roches calcaires et de grès (Cousineau, 1998). La stratigraphie se présente sous une structure alignée quasi parallèle à la côte, soit à un angle de 10 à 20° (Dionne, 1963).

On retrouve dans ce secteur une côte contraposée (Dionne, 1963), soit une assise rocheuse exposée par le passage de glaciers, puis recouverte ensuite de dépôts postglaciaires de la Mer de Goldthwait. Lors de son retrait, celle-ci a laissé dans le paysage

des terrasses marines dont la plus basse constitue l'arrière côte de la zone d'étude. C'est sur cette terrasse nommée Mitis que l'on retrouve entre autres la route 132 et la majeure partie du cadre bâti local. Elle est délimitée au sud par la falaise morte de la terrasse Micmac qui fait environ 10 m de hauteur et par un escarpement de 0,75 à 1,5 m au niveau du trait de côte figure 2.



Extrait de Dionne (2002).

Figure 2 : Profil littoral typique de la zone d'étude (Rivière Blanche)

Mise en place vers 2,2 ka AA (Dionne et coll., 1995), la terrasse Mitis est composée de sables et graviers dont les stratifications indiquent l'édification de divers horizons littoraux (plages) (Dionne, 2002). Ces dépôts reposent sur une base rocheuse qui affleure également dans la zone intertidale (figure 3).

Le littoral de la zone d'étude est rectiligne et orienté ouest-sud-ouest – est-nord-est. La côte fait face à l'azimut moyen de 318°, soit une exposition généralement nord-ouest. Selon la caractérisation du LDGIZC¹), la côte y est principalement de type terrasse de plage (94,6 %), bien qu'elle présente aussi quelques falaises meubles (4,7 %) ou des segments essentiellement rocheux (0,6 %). Cette terrasse côtière plutôt basse. En effet, 44% du linéaire côtier présente une microfalaise inférieure à 1,5 m, 25% une basse terrasse de moins de 5 m alors que 30% ne présente aucune falaise (Marie *et coll.*, 2014).

¹ Caractérisation sur le terrain entre août et octobre 2009, validation sur imagerie oblique de 2010 (Marie *et al.*, 2014)

Dans la partie est de la zone d'étude, le delta à la sortie de la rivière Matane modifie fort possiblement la composition granulaire de l'arrière côte bien que l'altitude de celle-ci demeure similaire. On y remarque d'ailleurs que la zone littorale est principalement sableuse et considérablement plus étroite. La côte y est caractérisée comme basse terrasse de moins de 5 m.

La côte est considérée comme stable ou végétalisée (soit recouverte à plus de 75 % de végétation) sur 58 % du segment étudié. Cette stabilité peut parfois résulter de la présence de structure de protection contre l'érosion. La caractérisation indique qu'elle y est active ou vive sur 21 % de sa longueur et semi-végétalisée sur 28 %. L'érosion menace l'intégrité de la route 132, des réseaux routiers municipaux ou des habitations riveraines qui, à maints endroits, sont protégés par des structures rigides. Au total, c'est 31 % du linéaire côtier étudié qui est protégé principalement par des enrochements (25 %), des murets (3 %) ou autres formes d'ouvrages (3 %) visant à freiner le recul du littoral (Marie *et coll.*, 2014).

1.1.3. Hydrographie

Le secteur à l'étude présente un régime marégraphique mésotidal de type semi-diurne. Les seuils hydrographiques pour Matane sont présentés au tableau 1.

Tableau 1 : Niveau marégraphiques pour le port de Matane Station # 2955

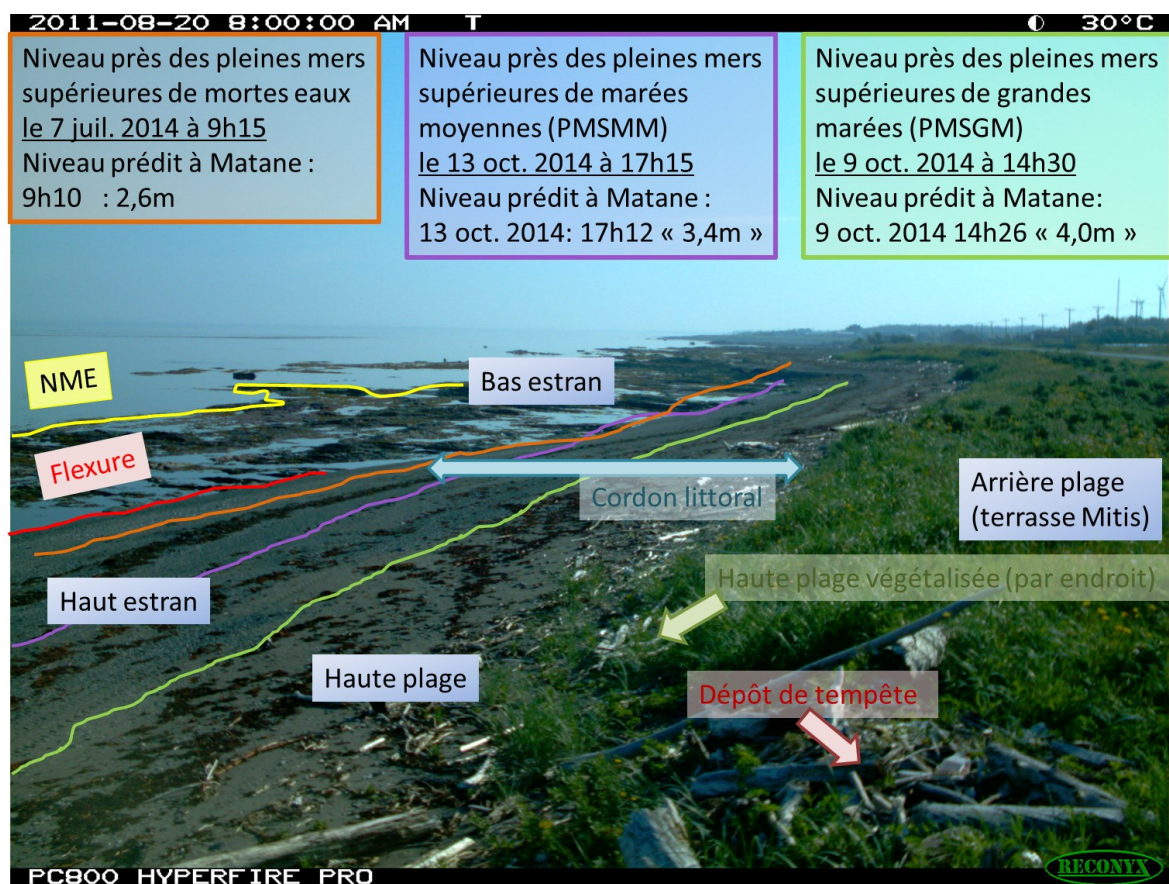
Type de marées	Semi-diurne
Marnage — Marées moyennes (m)	2,6
Marnage — Grandes marées (m)	4,2
Hauteur — Pleines mers supérieures de marées moyennes (m) (PMGMM)	3,4
Hauteur — Pleines mers supérieures de grandes marées (m) (PMSGM)	4,2
Hauteur — Basses mers inférieures de marées moyennes (m) (BMIMM)	0,8
Hauteur — Basses mers inférieures de grandes marées (m) (BMIGM)	0,0
Extrêmes enregistrés – Pleines mers (m)	ND*
Extrêmes enregistrés – Basses mers (m)	ND*
Niveau moyen de l'eau (m) (NME)	2,0
Vitesse maximale de courant — Jusant (nœuds)	1,1
Vitesse maximale de courant — Flot (nœuds)	0,7
Niveau des hautes eaux (m) (NHE)	4,1

Source : SHC (2014)

* ND : Non disponible

La prise de photographies en continu à Saint-Ulric permet d'observer que la partie inférieure du cordon sableux est atteinte à toutes les hautes marées. Comme le montre la celui-ci peut-être presque entièrement recouvert par l'eau lors des pleines mers supérieures de grandes marées (PMSGM) ou pas du tout lors des niveaux de marées hautes les plus basses. Les marées de vives eaux et les vagues de tempête peuvent toutefois entraîner des épisodes de surcote et ainsi le recouvrement complet de la haute plage sableuse, voire de l'arrière-plage à certains endroits.

La zone intertidale est composée d'un haut estran sableux où on observe parfois une haute plage végétalisée au-delà de la limite des pleines mers maximales de marées moyennes. On y observe également un large bas estran pouvant atteindre près de 300 m. celui-ci est essentiellement rocheux avec, par endroits, quelques placages d'argile. Le cordon littoral près du rivage est constitué de sable, de petit gravier et de cailloux d'origine locale et lointaine (Dionne, 2002). Selon la photo-interprétation des photographies de 2009, la largeur de plage du segment étudié varie de 1,6 à 49 m.



Source des données marégraphiques : SHC (2014)

Figure 3 : Zone intertidale à Saint-Ulric et niveaux d'eau atteints

Le bas estran de la région est caractérisé, dans sa partie supérieure, par la présence d'une plate-forme rocheuse schisteuse composée à 75 % de lits calcaires et à 25 % de grès (grauwacke), de quartzite et de conglomérat calcaire (Liard, 1972 cité dans Dionne, 2002). La roche y est abondamment plissée, faillée et fissurée. Les crêtes étroites et rectilignes sont orientées sud-ouest/nord-est (Dionne, 2002) et aplanies par différents processus tels la gélifraction, la cryoplanation ainsi que l'action érosive des vagues et de blocs ou galets qu'elles peuvent déplacer (Guilcher, 1981).

Selon Dionne (2009), la partie inférieure du bas estran présente une batture argileuse recouverte de cailloux, disposés en dallage plus ou moins dense ou en cordons rectilignes, et de gros blocs épars d'origine glacielle. Cette batture varie dans l'espace, mais peut s'étendre sur près de 300 m vers le large par endroits.

La flexure, qui représente la délimitation entre le haut et le bas estran, s'observe sur le terrain par un changement de pente de la zone intertidale (point d'inflexion) et parfois par un changement de la granulométrie. Généralement, lorsque l'estran est sédimentaire, elle se situe juste sous le niveau moyen des eaux (NME), qui est 2 m sous le niveau marégraphique à Matane (SHC, 2014). Dans le secteur à l'étude, la figure 3, prise à mi-marée, où le niveau de l'eau atteignait le NME (2,03 m au-dessus du zéro marégraphique), permet de voir que celui-ci est situé sur la plate-forme rocheuse à quelques mètres sous la flexure. La flexure correspond ici à la limite entre le cordon littoral et la plate-forme rocheuse.

1.2.RÉALISATION D'UN BILAN SÉDIMENTAIRE

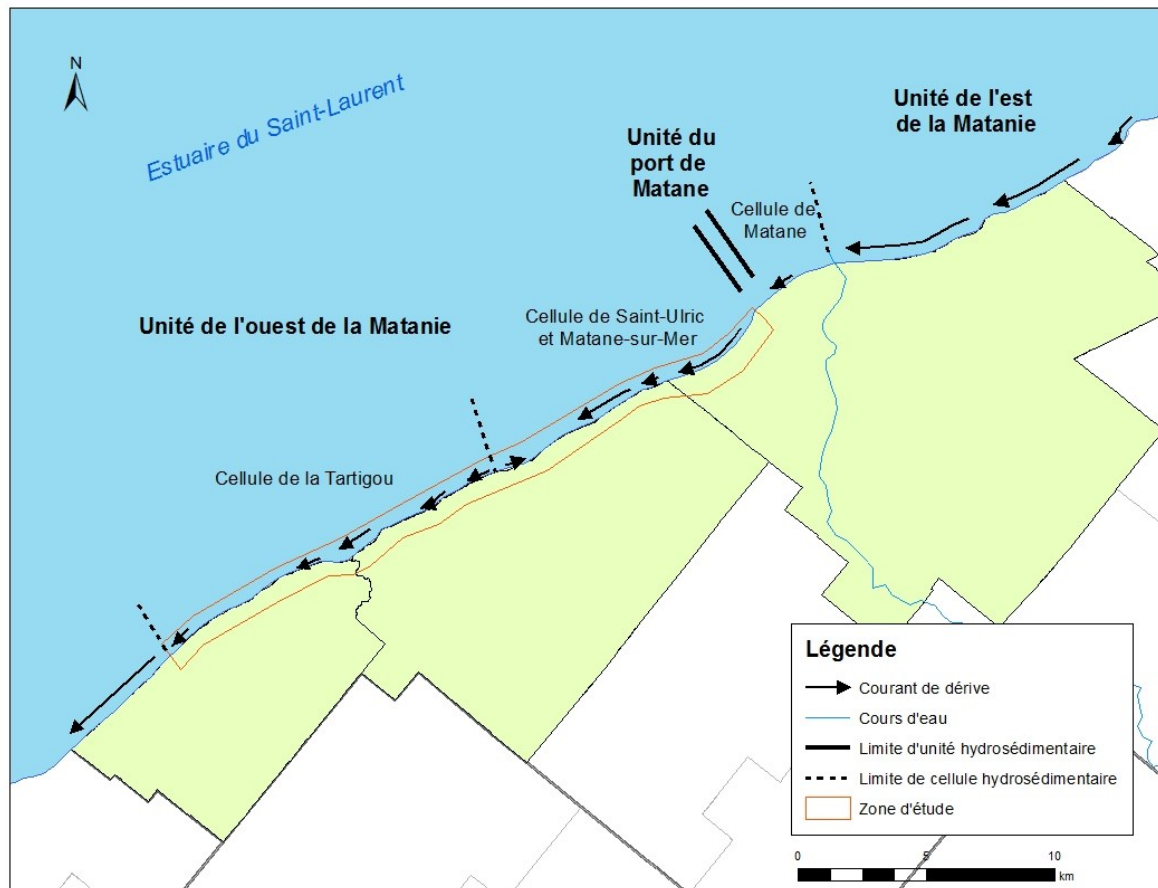
La réalisation d'un bilan sédimentaire est un exercice approprié pour mieux comprendre la dynamique hydrosédimentaire d'un milieu côtier à très court terme, jusqu'à quelques heures, ou à l'échelle historique (Rosati, 2005). Cette démarche est d'ailleurs fortement recommandée lors des prises de décision dans un contexte de gestion des zones côtières (Cooper et Pethick., 2005; Evans, 1992; Suanez, 2009; Vincent et Arnold., 2010). Concrètement, ce concept est utilisé, entre autres, pour optimiser la conception d'infrastructures côtières et prévoir ou évaluer leurs impacts, notamment la tendance à l'érosion ou à l'accrétion sur les côtes et les zones littorales adjacentes (Rosati, 2005). De plus, les bilans sédimentaires sont effectués pour évaluer les effets du passage des tempêtes sur les plages (Page *et coll.*, 1994).

Dans le cas de la présente étude, cette démarche sera réalisée en quatre étapes. La première consiste à déterminer les limites spatiales et temporelles du bilan. Comme seconde étape, le bilan sédimentaire sera quantifié en selon la comparaison des largeurs de plage. Ce calcul repose sur la différence entre les entrées (apports) et les sorties (pertes) de matériel. La marge d'erreur de ce calcul doit également être précisée. Pour compléter le bilan sédimentaire, une troisième étape devra enrichir ce dernier d'une analyse des sources sédimentaires ainsi que des processus de transport des sédiments qui sont à l'origine du transit littoral de même que des pertes de matériel. Finalement, les différents facteurs

identifiés qui sont susceptibles de l'influencer seront analysés. Cette démarche est notamment basée sur les écrits de Rosati, (2005).

1.2.1. Limites spatiales

Le site d'étude s'étend sur deux cellules hydrosédimentaires situées à l'extrême est de l'unité de l'ouest de La Matanie. Il s'agit de compartiments littoraux où le fonctionnement du transit littoral est relativement autonome par rapport aux compartiments voisins (SDAGE RMC, 2005). Les limites des cellules sont perméables l'une par rapport à l'autre alors que l'unité hydrosédimentaire est, elle, imperméable du point de vue du transport sédimentaire. Pour le site d'étude, la délimitation et la nomenclature des entités hydrosédimentaires a été déterminée par le Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières de l'UQAR (LDGIZC) (Drejza et coll., 2014). Il s'agit de la cellule de Tartigou, délimitée par le quai de Baie-des-Sables et par une inversion des dérives littorales principales observées au droit de l'extrémité ouest du village de Saint-Ulric, et celle de Saint-Ulric et Matane-sur-Mer (Figure 4).



Source des données géospatiales : Marie *et coll.* (2014)

Figure 4 : Localisation des entités hydrosédimentaires

Les dérives littorales principales sont principalement dirigées vers l'ouest à l'exception d'une brève inversion à St-Ulric qui délimite justement les deux cellules hydrosédimentaires. Cette inversion engendre une convergence de dérives à l'embouchure de la rivière Blanche. Quelques dérives secondaires sont observées le long de la côte entre Saint-Ulric et le quai de Matane.

1.2.2. Quantification du bilan sédimentaire à l'aide du calcul de la largeur de plage

Le bilan sédimentaire repose sur le principe comptable des débits et crédits de matériel sédimentaire qu'on nomme également entrées et sorties ou apports et pertes. Lorsque le résultat de cette équation est égal à 0, le système est considéré en équilibre sédimentaire (Rosati, 2005 ; Slaymaker, 2003). En cas de déséquilibre, le résultat indique la tendance sédimentaire, soit à l'érosion ou l'accrétion (Brommer, 2009 ; Rosati, 2005 ; Slaymaker, 2003). Le bilan sédimentaire est donc une comparaison de l'état du littoral, en regard de la quantité de sédiments avant — après une période prédéterminée. Cette étape de la réalisation du bilan sédimentaire vise essentiellement à déterminer la tendance soit à l'érosion ou à l'accrétion de la zone littorale étudiée. Ultérieurement, les étapes subséquentes viseront elles, à expliquer cette tendance.

1.2.3. Identification des sources sédimentaires

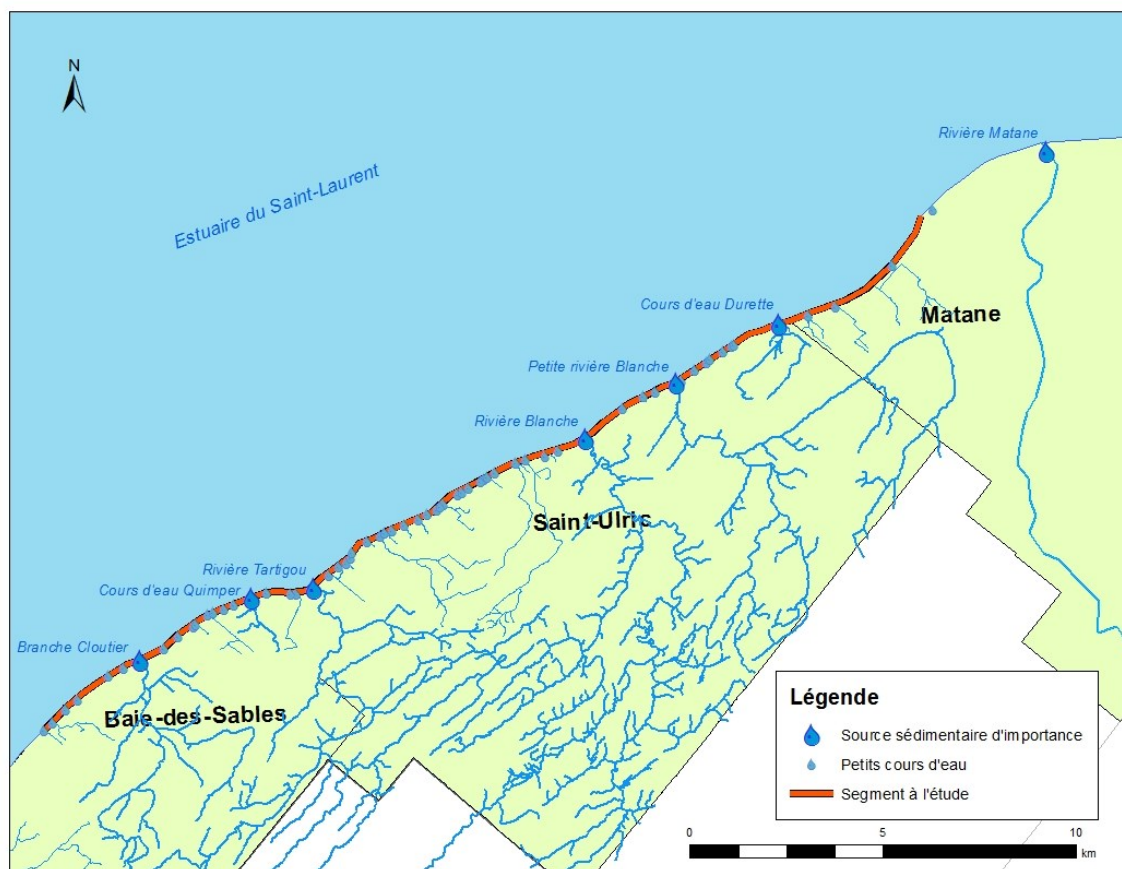
En règle générale, les apports sédimentaires pour un secteur côtier proviennent en majeure partie de l'érosion de la côte, des affluents fluviaux, des éruptions volcaniques, du transport latéral et longitudinal à la plage, par les forces hydrodynamiques et par le transport éolien ou des sources anthropiques (French, 2002; Johnson, 1959; Shuisky et Schwartz., 1983; cités par: Suanez, 2009 ainsi que Bowen et Inman., 1966; Davies, 1974; Suanez, 2009).

Dans le secteur à l'étude, l'érosion de la côte lors des tempêtes est certainement une source sédimentaire importante pour les plages. À titre d'exemple, les travaux de Quintin *et coll.* (2013) ont évalué, à l'aide de stations de mesure, un recul maximal de 11,1 m, à Saint-Ulric, entre 2009 et 2012, soit avant et après le passage d'une importante tempête en décembre 2010. De plus, l'analyse des données géospatiales issues des travaux de Marie *et coll.* (2014) indique également un taux de migration maximal du trait de côte de -0,29 m/an pour le segment côtier étudié pendant la période historique (1938-2012) et de -0,32 m/an pour la période récente (1992/1993-2012).

Toutefois, le taux de migration moyen du trait de côte étudié pour la période historique (1938-2012), aussi issu de ces mêmes données, est de 0,04 m/an et de 0,03 m/an pour la période récente, soit des valeurs qui traduisent une certaine stabilité de la position du trait de côte.

Aussi, les apports fluviaux sont nombreux. Par photo-interprétation, plus de 50 petits cours d'eau ont été répertoriés le long de la côte. De petits deltas de bas estran ont été observés aux exutoires de la moitié d'entre eux, indiquant que ceux-ci pourraient contribuer à l'engraissement des plages. Leur petite taille suggère toutefois que ces apports sont probablement faibles.

Néanmoins, six cours d'eau de plus grande envergure peuvent être considérés comme des sources sédimentaires plus importantes, soit la Branche Cloutier, le cours d'eau Quimper, la rivière Tartigou, la rivière Blanche, la Petite rivière Blanche ainsi que le cours d'eau Durette (figure 5). Des accumulations sédimentaires sont observées à leur embouchure, à l'exception de la branche Cloutier, et sont donc considérées comme des apports sédimentaires pour l'ensemble de la cellule de Tartigou (Marie *et coll.*, 2014).



Source : Marie et coll. (2014)

Figure 5 : Localisation des apports sédimentaires fluviaux

1.2.4. Identification des processus de transport sédimentaire (pertes)

Les pertes résultent généralement de l'action du transport transversal de sédiments soit dans un axe perpendiculaire à la côte. Celles-ci sont plutôt associées à l'effet des tempêtes, aux variations du niveau d'eau, aux apports fluviaux, à l'action éolienne et à l'érosion de la côte (Rosati, 2005). Aussi, les pertes sédimentaires peuvent être liées au transport longitudinal, soit le déplacement de matériel le long de la côte, qui est régi par les caractéristiques des vagues (vitesse, direction et hauteur) et par les courants (Anfuso et Gracia., 2005; Park et Wells, 2005; Rosati, 2005) en particulier par la dérive littorale. Finalement, elles peuvent aussi découler de l'érosion éolienne, de l'extraction de sédiments par l'humain ou de l'érosion par différents processus chimiques (Bowen et Inman, 1966).

Le débit de sédiments d'une plage peut également être associé au captage de sédiments par différentes formations géomorphologiques, soit dans les barres sableuses de bas estran, les flèches littorales, les bancs de sable sous-marins, les marais, etc. (Cooper et Pethick, 2005). Aussi, lors de la réalisation d'un bilan sédimentaire, French (2002) et Bernatchez et Fraser (2012) mentionnent que les pertes peuvent résulter de l'empiètement, soit une réduction de la surface littorale par les structures de protection comme les empierrements ou différents usages anthropiques (descente, quai, etc.).

Dans le secteur à l'étude, le peu de matériel sédimentaire limite le développement de formes littorales, traduisant ainsi un transport longitudinal ou transversal (vers le large). Toutefois, le LDGIZC a identifié par photo-interprétation des barres sableuses d'avant-côte sur environ 3,7 km le long de la rue de Matane-sur-Mer à l'extrême est du site d'étude (Drejza *et coll.*, 2014). Celles-ci pourraient être le fruit d'accumulations issues de l'érosion de la côte à la suite d'un transport transversal. Outre ce petit segment de la zone d'étude, aucune autre information n'est actuellement disponible sur la présence potentielle de barres d'avant-côte dans la zone pré littorale. En revanche, des accumulations sédimentaires en avant-côte ont été observées récemment à l'Anse-au-Lard, près de Rimouski, soit dans un secteur côtier similaire à la zone d'étude (Lambert *et coll.*, 2015). Ceci laisse présager la présence de telles formations sur le site étudié. Autrement, peu de signes géomorphologiques témoignent des processus de transits actifs. Par ailleurs, aucun indice ne laisse présager que leur déplacement peut être grandement attribué à l'action éolienne, à l'érosion chimique ou à des prélèvements massifs par l'humain.

À ce jour, aucun bilan sédimentaire n'a été réalisé sur les côtes basses avec estran rocheux qui caractérisent la côte du Bas-Saint-Laurent et du nord de la Gaspésie. Dans la zone côtière à l'étude, l'estran est mixte (bas estran constitué d'une plate-forme argileuse et surtout rocheuse ainsi que d'un cordon sableux en guise de haut estran) et la glace influence la dynamique hydrosédimentaire près de 4 mois par année. Très peu des études consultées s'appliquent à des milieux autres que sableux et celles en milieux froids sont également limitées. De plus, le segment étudié présente une côte artificialisée en plusieurs endroits. Malheureusement, plusieurs des travaux de la littérature consultés ont évalué les effets des

structures de protection sur la base d'observations ponctuelles, c'est-à-dire sans vraiment comparer les bilans sédimentaires des plages où la côte est artificialisée à celle où elle est naturelle.

L'utilisation d'une approche par bilan sédimentaire, incluant une échelle spatiale appropriée, soit la cellule hydrosédimentaire, et une durée d'évaluation suffisamment longue pour atténuer des effets potentiellement temporaires des structures de protection, semble tout indiquée pour comprendre la dynamique hydrosédimentaire propre à la zone d'étude.

1.3. ÉVALUATION DES FACTEURS INFLUENTS SUR LE BILAN SÉDIMENTAIRE

La hausse du nombre de sinistres côtiers pourrait alors être provoquée par une modification du milieu. Celle-ci peut résulter de l'intervention humaine, comme par le prélèvement massif de sédiments ou par la construction d'infrastructures fixes et rigides en zone littorale. Les variations du climat peuvent également influencer les niveaux d'eau, la couverture glacielle et le régime des tempêtes. Ces derniers paramètres peuvent alors modifier l'hydrodynamisme local et ainsi favoriser l'atteinte des côtes par les vagues susceptibles d'éroder les berges ou de submerger l'arrière-côte où les installations humaines (bâtiment, routes, etc.) sont érigées.

D'après certains auteurs, le réchauffement climatique pourrait se traduire par une augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes (Davies, 2011; Forbes *et coll.*, 2004; Griggset Tait., 1988; Solomon *et coll.*, 2007, GIEC, 2013). Toutefois, différentes recherches indiquent que la fréquence des tempêtes, au sens météorologique, serait à la baisse pour les latitudes moyennes (45° à 55° N) de l'Atlantique Nord (Wang *et coll.*, 2006) ainsi que pour le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent (Bernatchez *et coll.*, 2012; Freisinger, 2009).

Le réchauffement climatique actuel pourrait avoir comme effet de modifier le rythme d'érosion des berges et d'augmenter les risques de submersion (Nicholls et Cazenave, 2010). En effet, les hausses de température observées depuis les dernières décennies pourraient être à l'origine de l'augmentation des dommages en milieux côtiers (Ouranos, 2015). On attribue ce constat notamment à la hausse du niveau d'eau (Church *et coll.*, 2013) qui peut notamment être lié à la subsidence isostatique postglaciaire (Koohzare *et coll.*, 2008) et à la diminution du couvert glaciaire (Ruest *et coll.*, 2016; Senneville *et coll.*, 2014). Ces facteurs peuvent aussi faire varier considérablement le bilan sédimentaire d'un segment côtier (Bernatchez *et coll.*, 2012). Les prévisions climatiques et les conséquences susceptibles de se produire comme il est mentionné ci-haut, doivent être considérées lorsqu'on utilise les résultats d'un bilan sédimentaire pour des fins de gestion ou d'aménagement à long terme des zones côtières. La seule transposition des tendances historiques d'un bilan sédimentaire à une période future, sans tenir compte des facteurs environnants tels que l'ajustement isostatique, l'évolution du climat ou des usages anthropiques, peut mener à des conclusions erronées.

1.3.1. Effets des ouvrages de protection rigides

Les ouvrages de protection rigides peuvent avoir différents effets sur le bilan sédimentaire des plages (Bernatchez *et coll.*, 2012). Premièrement, ces ouvrages sont susceptibles de perturber le transit sédimentaire entre la plage et l'arrière-plage. D'une part, leur présence empêche l'érosion naturelle de la côte qui, normalement, contribuerait aux apports sédimentaires de la plage (Basco, 2006; Dean, 1986; Griggs et Tait, 1988; Kraus, 1988; Kraus et McDougal, 1996; Pilkey et Wright, 1988). D'autre part, les processus à l'origine du déficit sédimentaire observés au droit des ouvrages linéaires limitent la recharge naturelle des côtes par les sédiments apportés par les vagues et les courants marins ou par les vents (Basco, 2006; Bernatchez et Fraser, 2012; Bernatchez *et coll.*, 2008a; Charlier *et coll.*, 2005; Pilkey et Wright, 1988).

Deuxièmement, les structures de protection peuvent modifier les processus hydrodynamiques puisque la réflexion des vagues sur celles-ci est à l'origine de la majorité des effets mentionnés dans la littérature (Charlier *et coll.*, 2005; Griggs et Tait, 1988; Kraus, 1988; Kraus et McDougal, 1996; Pilkey et Wright, 1988; Quintin *et coll.*, 2013; Samat, 2007; Sánchez-Badorrey *et coll.*, 2008). L'interaction entre les structures et les vagues dévie la direction de ces dernières (Charlier *et coll.*, 2005), favorise la formation de courants de retour (Pilkey et Wright, 1988; Samat, 2007; Tait et Griggs., 1991) et/ou accentue les courants de dérive (Charlier *et coll.*, 2005; Miles *et coll.*, 2001; Samat, 2007). L'apparition ou l'accentuation de ces courants peut, entre autres, accentuer l'érosion des plages adjacentes en aval dérive (Bernatchez *et coll.*, 2011; Griggs et Tait, 1988; Miles *et coll.*, 2001; Sabatier, 2001; Samat, 2007; Suanez, 2009). De plus, la concentration de l'énergie des vagues incidentes redirigées vers la base des structures (Griggs et Tait., 1988; Plant et Griggs, 1992; Sánchez-Badorrey *et coll.*, 2008) ou l'addition de l'énergie des vagues incidentes et réfléchies (Kraus, 1988; Samat, 2007; Sutherland *et coll.*, 2003) est à l'origine de la turbulence et de la remise en suspension de matériaux (Miles *et coll.*, 2001; Samat, 2007; Sánchez-Badorrey *et coll.*, 2008).

Troisièmement, certaines modifications morphodynamiques résultent de la présence de ces structures de protection. En effet, la remise en suspension de sédiments peut se traduire par un surcreusement du profil devant les structures réfléchies (Miles *et coll.*, 2001; Sabatier, 2001; Samat, 2007), phénomène que l'on nomme l'affouillement. La formation (Sánchez-Badorrey *et coll.*, 2008) ou le déplacement (Bernatchez et Fraser, 2012; Samat, 2007) de barres sableuses au front ou dans les zones littorales proximales ont également été observés.

La remise en suspension de sédiments par la réflexion de vagues et leur évacuation par les courants locaux laissent les plages devant les structures de protection en état de déficit sédimentaire, provoquant ainsi leur abaissement et potentiellement l'accentuation de la pente. Ces variations du profil des plages ont entre autres été mises en évidence, notamment sur les plages françaises (Sabatier *et coll.*, 2009; Samat, 2007; Suanez, 2009) et

québécoises (Bernatchez et Fraser, 2012; Bernatchez *et coll.*, 2008b; Dubois *et coll.*, 2005; Leclerc, 2010).

Si la présence de structures de protection a pour effet de modifier la morphologie des estrans et ainsi modifier le régime des vagues qui atteignent la côte, il va de soi qu'au cours des tempêtes, ces modifications s'en trouvent intensifiées. La variabilité des effets des tempêtes s'explique en partie par le régime des vagues incidentes (direction, intensité et amplitude) et par son évolution au cours de la durée de la tempête (Regnauld *et coll.*, 2004). Aussi, la morphologie de l'estran ou de la plage ainsi que celle de l'avant-plage, qui peut être modifiée par la présence des ouvrages de protection, exerce nécessairement un contrôle sur la réponse de la côte aux événements de tempêtes (Didier *et coll.*, 2015; Hill *et coll.*, 2004; Quintin *et coll.*, 2013).

Pilkey et Wright, (1988) expliquent que la présence des structures empêche le déplacement de la zone de déferlement vers les terres lors des tempêtes. Ceci a pour effet de rétrécir cette zone de déferlement et ainsi concentrer l'énergie des vagues sur une plus petite surface. Ils appellent ce phénomène « *telescoping* » que l'on pourrait traduire par l'effet télescopique. Le processus de réflexion des vagues et des courants est ainsi accentué et, par conséquent, le transport sédimentaire l'est tout autant. Hill *et coll.* (2004) ont d'ailleurs observé que la zone de déferlement est généralement plus large devant les côtes naturelles que devant les côtes protégées. Plusieurs recherches menées par la Chaire de recherche en géoscience côtière de l'UQAR notent la diminution de la capacité des plages à absorber l'énergie des vagues de tempêtes devant les côtes protégées en raison du déficit sédimentaire (Bernatchez, *et coll.*, 2012; Bernatchez et Fraser, 2012; Bernatchez *et coll.*, 2008a; Bernatchez *et coll.*, 2008b; Bernatchez *et coll.*, 2011). L'assaut de vagues n'étant pas atténué en zone littorale ou pré-littorale, leur déferlement se produit donc plus près des ouvrages de protection, voire directement dessus.

Divers travaux réalisés au Québec maritime ont mis en relief que la présence de structures de protection avait également pour effet d'accentuer les niveaux d'eau atteints lors des épisodes de tempête (Bernatchez *et coll.*, 2011; Didier *et coll.*, 2015). Ils ont ainsi

constaté que l'écart entre le niveau d'eau prédit et le niveau réellement atteint était davantage accentué aux endroits où des structures de protection (murets et enrochements) avaient été érigées. Ils expliquent ce constat par l'abaissement altimétrique et par la réduction de la largeur des plages, ce qui entraînent justement le déferlement au contact de l'ouvrage lors des événements de tempête (Bernatchez *et coll.*, 2011; Didier *et coll.*, 2015; Levoy et Monfort, 2009). La submersion est alors causée par la projection du jet de rive au-delà de la structure et par l'accumulation d'eau sur l'arrière-plage tout au long de la durée des niveaux d'eau extrêmes (Didier *et coll.*, 2016). La compression de la zone de déferlement par les structures, avancée par Pilkey et Wright, 1988, semble ici prendre tout son sens.

Lors des tempêtes, les conditions hydrodynamiques étant fortement accentuées, l'augmentation de l'agitation marine est susceptible de remettre encore plus de sédiments en suspension et d'accentuer le phénomène d'affouillement à la base des structures (Sumer *et coll.*, 2001) de même que le transport transversal et longitudinal (Bernatchez *et coll.*, 2011). Il apparaît donc que les structures de protection peuvent favoriser l'évacuation de sédiments du système littoral lors des tempêtes.

L'allongement de la période de submersion des plages à la suite de tempêtes a aussi été souvent mentionné dans la littérature. Les travaux de Hill *et coll.* (2004) sur les plages sableuses du Maine (USA) et de Samat (2007) sur le littoral du delta du Rhône (France) ont montré que le recouvrement après tempête était plus lent devant les plages protégées que devant les segments non protégés. Samat (2007) précise toutefois que l'influence de structures de protection sur la capacité de reconstruction des plages est fonction de la position transversale du mur.

Par ailleurs, Hill *et coll.* (2004) associent le prolongement de la période de recouvrement, à la suppression des échanges de matériel entre la plage et l'arrière-plage due à la présence de structures. En outre, ils indiquent qu'après les tempêtes, les côtes protégées sont vulnérables aux événements météo-marins subséquents sur une plus longue période. Cet avis est partagé par Forbes *et coll.* (2004) qui précisent que la capacité d'une

plage à recouvrer son bilan initial est influencée par la période de retour des tempêtes, c'est-à-dire que si la tempête subséquente survient avant que la plage ait eu le temps de retrouver son état initial, l'effet de cette tempête s'en trouve amplifié et pourrait même être irréversible.

Dans le secteur étudié, les propriétaires d'habitations ou d'autres bâtiments ainsi que les gestionnaires du réseau routier ayant souvent été exposés à l'assaut de tempêtes ont jusqu'à maintenant protégé leurs biens principalement par des structures rigides parallèles à la côte. Si les murets de bois ou de béton étaient privilégiés par le passé, les nouvelles structures ou le remplacement de celles qui sont désuètes se font maintenant surtout en enrochement pour des raisons principalement économiques. Selon la caractérisation effectuée en 2012 par le LDGIZC, 32 % de la côte de la zone d'étude était protégée.

1.3.2. Événements météo-marins

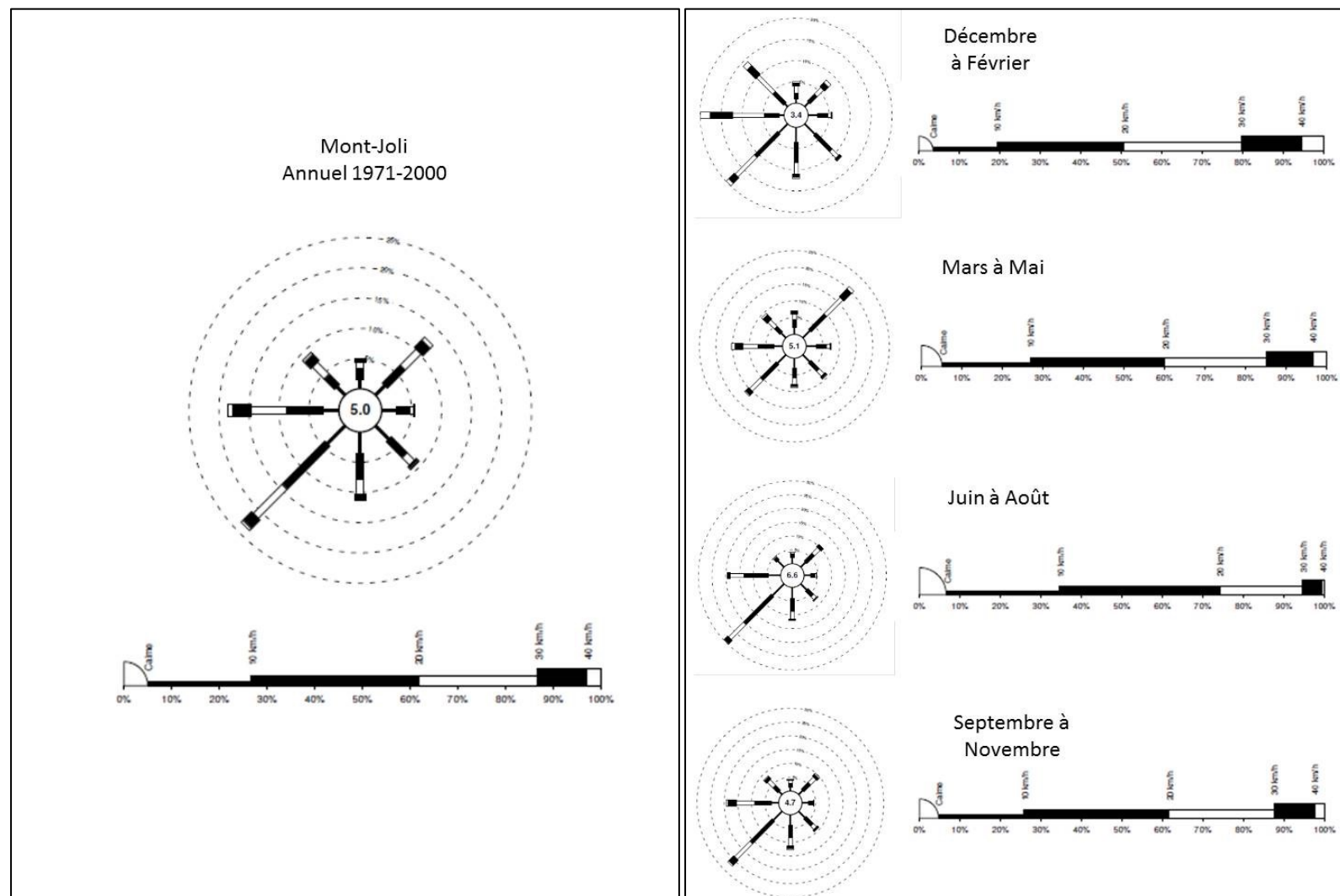
Certains épisodes météorologiques extrêmes peuvent parfois contribuer ou être à l'origine de ces événements qui créent des dommages dans les zones côtières. L'étude de Bernatchez *et coll.* (2012), réalisée dans l'ensemble du Québec maritime, a d'ailleurs répertorié 94 de ces événements dans les archives locales écrites depuis le début des années 1960 dans la région du Bas-Saint-Laurent. Les effets des tempêtes sur les zones côtières et leur intensité sont définis par la présence de plusieurs facteurs, notamment : leur durée, la direction et la vitesse des vents de même que son interaction avec les vagues, le régime de celles-ci (hauteur, période et direction), l'évolution de ces paramètres durant l'événement, le type et l'orientation de la côte, le fetch et la bathymétrie des zones côtières (Cooper et Pilkey, 2004; Regnauld *et coll.*, 2004).

Une analyse des événements de sinistres côtiers à Percé en Gaspésie, à Sept-Îles sur la Côte-Nord et aux Îles de la Madeleine, menée par Freisinger (2009), conclut que les vents de 60 km/h et plus, soit le seuil généralement utilisé dans la littérature pour distinguer les tempêtes, ne sont pas suffisants dans 15 à 35 % des cas selon les sites, pour identifier les événements à l'origine des dommages côtiers. Les travaux de Bernatchez *et coll.* (2012)

observent également que les événements qui ont causé des dommages à la côte au cours de la dernière décennie dans l'ensemble du Québec maritime sont plus nombreux, mais se sont souvent produits avec des vents de faible intensité. Ces derniers concluent aussi que c'est plutôt la conjoncture de paramètres météorologiques (forts vents ou basse pression atmosphérique) et de niveaux d'eau supérieurs à la moyenne qui ont permis d'identifier la majorité des événements de vagues de tempête (60 %) et de submersion (72 %) ayant causé des dommages à la côte. Selon eux, les niveaux d'eau constitueraient d'ailleurs un paramètre plus fiable que les données de vent pour identifier les événements sous-jacents aux tempêtes régionales (Bernatchez *et coll.*, 2012).

1.3.3. Climat

Les données climatiques compilées par Climat Québec pour la station de Mont-Joli ont été utilisées pour la présente étude en raison, à la fois de la proximité du site d'étude et de la disponibilité des données éolienne sur une période de plus de 30 ans. Celle-ci est située à environ 30 km à l'ouest du village de Baie-des-Sables, soit l'extrémité ouest du site d'étude. Les roses des vents, générées par cet organisme, indiquent que les vents y sont généralement de direction ouest et sud-ouest tout au long de l'année à l'exception des mois de mars, avril et mai, où les vents du nord-est dominent. Leur vitesse moyenne est de 16 km/h durant le semestre d'été (mai à octobre), dont trois jours avec vitesse de vent ≥ 52 km/h selon les normales. Pour le semestre d'hiver (novembre à avril) la vitesse moyenne est de 20 km/h et les normales indiquent 12,6 jours avec vitesse de vent ≥ 52 km/h. La figure 6 présente d'ailleurs les roses des vents annuelles et mensuelles compilées, mises en ligne sur ce même site (Climat-Québec, 2015a).



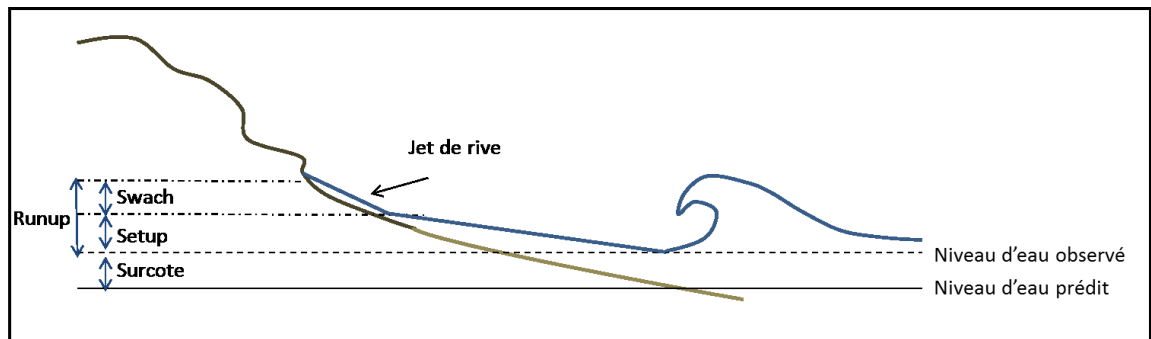
(Climat-Québec, 2015b)

Figure 6 : Rose des vents de la station de Mont-Joli (#7 055 120)

1.3.4. Hydrodynamique

Lorsque les niveaux d'eau atteignent le cordon sableux, les agents hydrodynamiques peuvent alors contribuer au déplacement des sédiments. Toutefois, les niveaux d'eau extrêmes résultent de l'addition du niveau d'eau prédit, auquel s'ajoute généralement une surcote barométrique. Ce niveau d'eau atteint est nommé niveau observé sur la figure 7. Le niveau ainsi observé au marégraphe n'est toutefois pas toujours suffisant pour atteindre la haute plage, l'arrière-plage ou même, dans le cas présent, le cordon sableux.

L'action des vagues contribue par ailleurs généralement à surélever le niveau d'eau réellement atteint, ce qui peut être particulièrement important lors d'événements météo-marins extrêmes (Bernatchez *et coll.*, 2012; Costa et Lebreton, 2010). En effet, les vagues générées à la surface de l'eau par les vents déferlent à l'approche des côtes et se propagent sur la plage par ce qu'on appelle le jet de rive. L'amplitude entre le niveau d'eau observé à proximité de la côte et la limite supérieure du jet de rive, aussi appelé le « *runup* », s'ajoute au niveau d'eau mesuré par le marégraphe. Elle dépend notamment de la configuration de la côte. Cette surélévation du niveau de l'eau est souvent responsable des débordements côtiers lors d'événements météo-marins extrêmes (Cariolet, 2011; Didier *et coll.*, 2016). En somme, le « *runup* » résulte de la combinaison entre l'amplitude d'élévation du niveau de l'eau dans la zone de déferlement (setup) et dans celle du jet de rive (*swash*) (figure 7).



Modifié de Cariolet (2011)

Figure 7 : Composantes des niveaux d'eau extrêmes

Les vagues sont avant tout formées par l'action du vent sur la surface de l'eau et entretenues ensuite par la pesanteur. Elles sont fonction de la direction et de la force des rafales qui les génèrent. Lors de leur propagation, les vagues générées par les plus fortes rafales rejoignent de plus petites. Leur énergie est alors combinée, contribuant ainsi à leur propagation. Le contexte de vents est alors une composante importante du climat de vagues pour un même moment donné (Costa et Lebreton., 2010).

Pour l'estuaire maritime et le golfe du Saint-Laurent, de récents travaux de la chaire de recherche en géoscience côtière et de L'ISMER ont modélisé le climat de vagues pour la période de 1979 à 2014 à partir de réanalyses de données climatiques (Lambert *et coll.*, 2015). Pour un point de grille situé à 2,2 km de la côte au large de Saint-Ulric entre 1980 et 2009, les données extraites de cette modélisation indiquent que les vagues à cet endroit proviennent principalement du nord-est (36,7 %) et de l'ouest (33,6 %) (figure 8a). Leur période moyenne est de 2,6 secondes, mais peut varier entre 1.6 et 11 secondes. Leur hauteur significative moyenne est de 0,23 m, mais peut dépasser les 1,5 m lors d'événements extrêmes. La hauteur maximum modélisée est d'ailleurs de 3 m. Les vagues, dont la hauteur significative est supérieure à 1,5 m ($n = 1\,939$), proviennent en grande majorité de l'ouest, mais également du nord-ouest, du nord et, dans une moindre mesure, du nord-est (figure 8b)

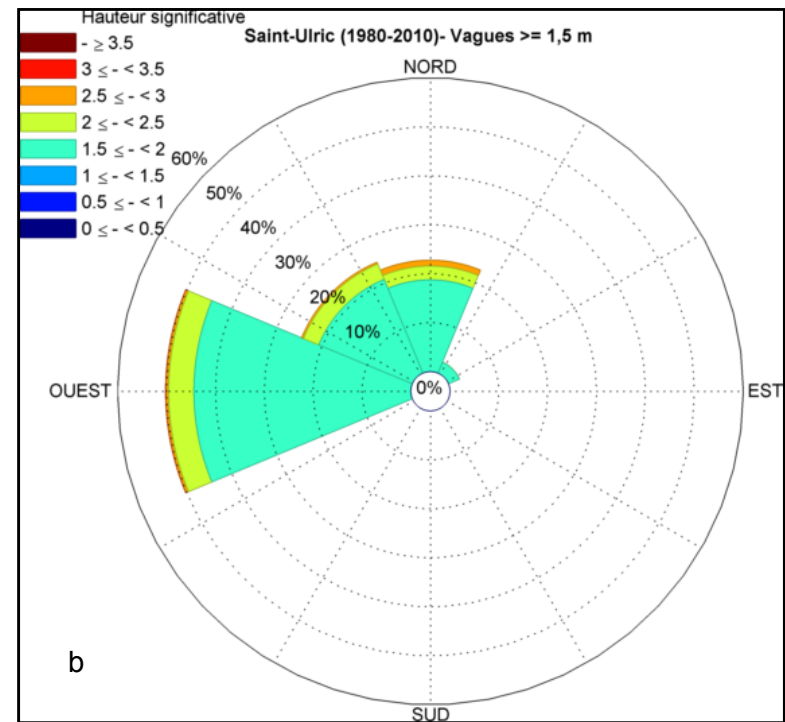
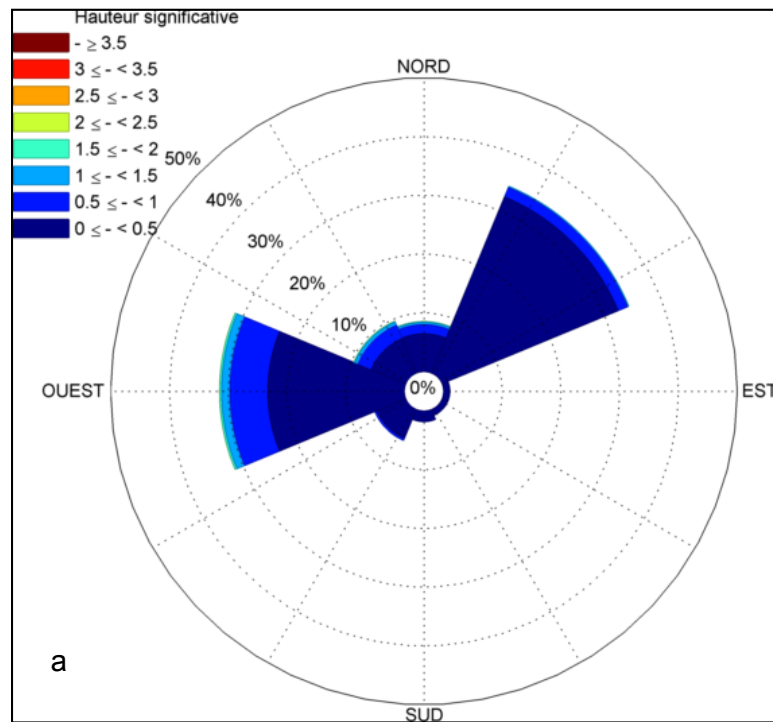


Figure 8 : a) Rose des vagues au Point de grille Saint-Ulric a) vagues modélisées entre 1980-2009; b) vagues de 1,5 m et plus seulement (1980-2009)

La distance de fetch maximale, numérisée à partir du centre de la zone d'étude, est de 345 km en direction est-nord-est (71°) et de 142 km en direction ouest-sud-ouest (254°) (figure 9). L'impact des vagues de tempête est aussi un élément déterminant sur l'évolution de la dynamique sédimentaire côtière. Si les vagues de tempête peuvent parfois favoriser l'accumulation sur certaines plages, elles peuvent également générer d'importants événements d'érosion (Forbes *et coll.*, 2002; Hill *et coll.*, 2004; Regnauld *et coll.*, 2004). Les vagues de tempête provoquent non seulement un recul du trait de côte, mais aussi des épisodes de submersion côtière (Bernatchez *et coll.*, 2012; Forbes *et coll.*, 2004; Regnauld *et coll.*, 2004).

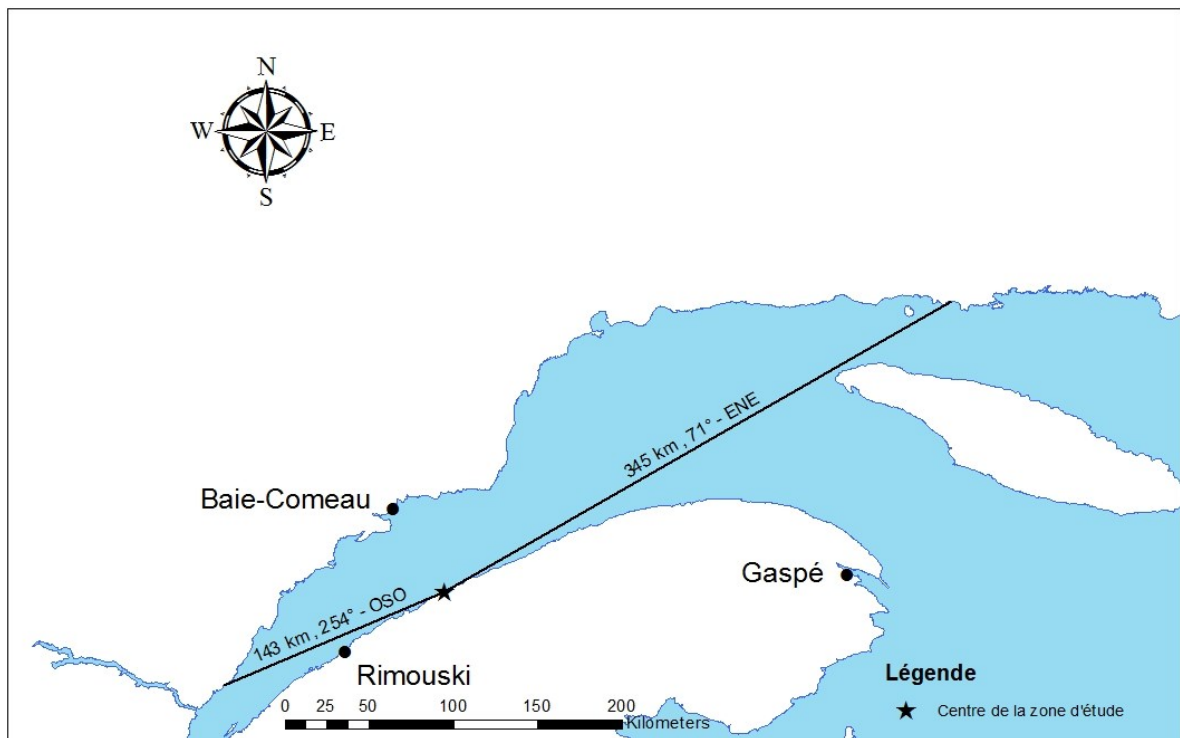


Figure 9 : Distance de fetch à partir du centre de la zone d'étude

En somme, les agents hydrodynamiques, principalement lors de tempêtes, sont potentiellement à l'origine de la majeure partie des déplacements de sédiments sur les côtes dans la région de Matane. Seulement, pour que ces agents hydrodynamiques soient actifs sur le bilan sédimentaire, encore faut-il que le niveau de l'eau atteigne la zone littorale où se trouve ce matériel sédimentaire, soit le cordon sableux (figure 3).

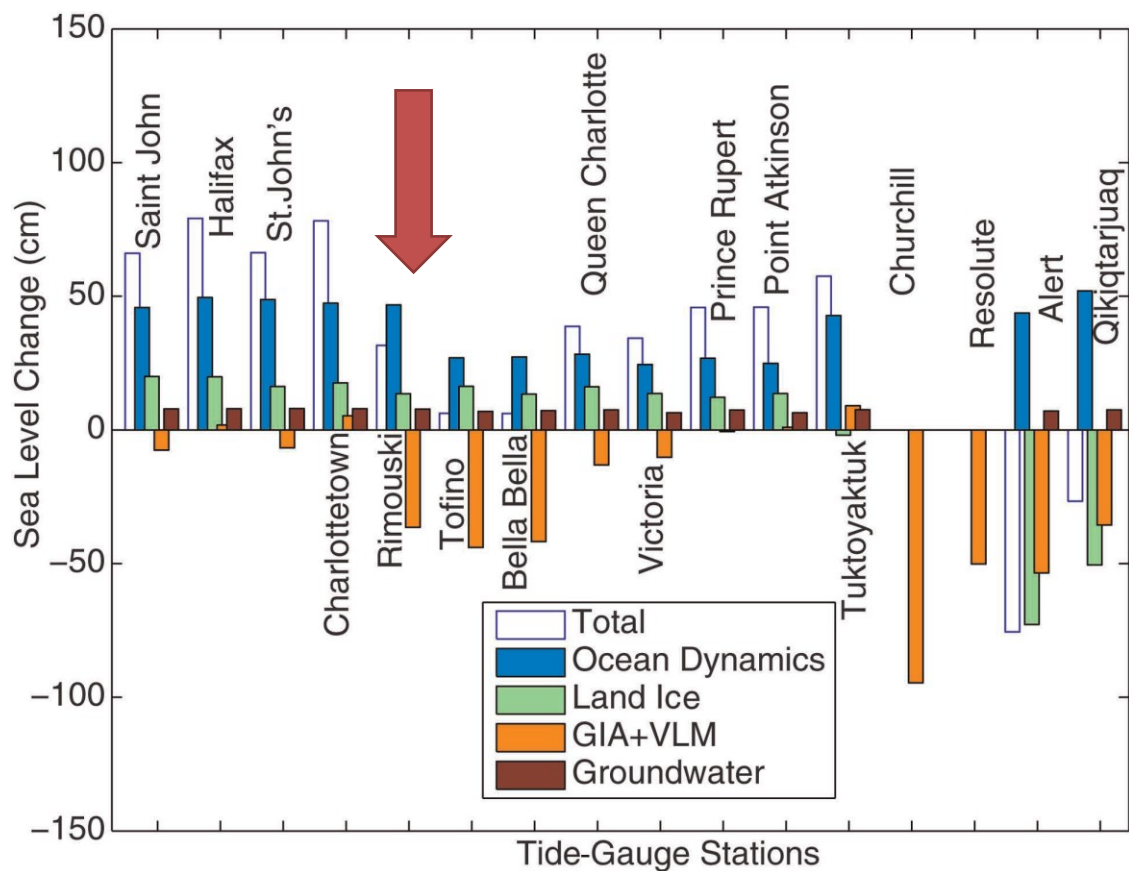
1.3.5. Hausse du niveau marin attendue

Dans le dernier rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du Climat (GIEC), on prédit une hausse du niveau marin relatif mondial entre 0,36 et 0,71 m sous le scénario RCP 4,5 et entre 0,52 et 0,98 m sous le scénario RCP 8,5 pour l'horizon 2081-2100 (Church *et coll.* 2013). Slangen *et coll.* (2014) estiment une hausse semblable de $0,54 \pm 0,19$ m et $0,71 \pm 0,28$ m pour ces mêmes scénarios climatiques RCP 4,5 et 8,5. Cette hausse attendue du niveau marin relatif (NMR) n'est toutefois pas applicable à l'ensemble de la surface terrestre puisqu'elle varie dans l'espace. Le niveau marin relatif peut effectivement être influencé par les variations de la dynamique océanique, par l'apport d'eau lié à la fonte des glaciers et des glaces terrestres (suite à la hausse des températures associées aux changements climatiques), par les mouvements verticaux de la croûte terrestre liés à l'ajustement isostatique glaciaire et par l'apport d'eau douce issue des eaux souterraines (Han *et coll.*, 2015; Slangen *et coll.*, 2014).

Sur les régions de la côte est canadienne, la hausse attendue varie entre 0 et 70 cm d'ici la fin du 21^e siècle et elle est principalement liée à la dynamique océanique, soit principalement l'oscillation nord-atlantique (Han *et coll.*, 2014). Par contre, plus localement, la variation du niveau de l'eau dans l'estuaire du Saint-Laurent devrait être atténuée par l'ajustement isostatique (Han *et coll.*, 2014, Han *et coll.*, 2015). Koohzare *et coll.*, 2008)

Différentes analyses de la variation du niveau de l'eau basées sur les données marégraphiques ont d'ailleurs montré une tendance à la baisse pour différentes stations marégraphiques dans l'Atlantique Nord au cours de différentes périodes qui incluent les années antérieures à la décennie 1980 (Bernatchez *et coll.*, 2012; Boon, 2012; Houston et Dean, 2011; Koohzare *et coll.*, 2008). D'autres observations (tableau 2) montrent ensuite une inversion de cette tendance au cours des deux ou trois dernières décennies (Bernatchez *et coll.*, 2012; Boon, 2012; Han *et coll.*, 2015).

Des prévisions de la variation du niveau marin relatif moyen entre les périodes 1986-2005 et 2081-2100, basées à la fois sur les données marégraphiques, mais aussi sur les variations altimétriques terrestres, indiquent qu'une hausse de 31,6 cm (figure 10) pourrait être observée à la station marégraphique de Rimouski (Guoqi Han, communication personnelle, 16 avril 2016) en considérant le scénario RCP 8,5 (Han *et coll.*, 2015). Dans ce contexte, il est probable que le nombre d'événements où le niveau de l'eau atteint les côtes augmente lui aussi.



Extrait de Han *et coll.* (2015) Fig. 11 :

“Projected total MRSL changes between 1986–2005 and 2081–2100 under RCP8.5, together with contributions by steric and dynamic ocean effects (Ocean Dynamics in the figure legend) based on 21 IPCC AR5 AOGCMs (Slangen *et coll.*, 2014), by land-ice melt based on Slangen *et coll.*’s (2014) land-ice model, by the GIA based on Peltier’s (2004) model and corrected for the VLM with Craymer’s (personal communication, 2013) GPS data (GIA+VLM in the figure legend), and by Slangen *et coll.*’s (2014) groundwater depletion effect. »

Figure 10 : Variation projetée du niveau marin relatif moyen entre 1986-2005 et 2081-2100 sous le scénario RCP 8,5 (Total) ;

Tableau 2 : Revue des diverses analyses de la variation du niveau marin

Source	Référence géographique	Période	Variation du niveau marin	Tendance	Accélération
Boon (2012)	8 stations de la côte atlantique	1969-2011*		1969-1987 : Baisse	
			3,0 mm/an	1987-2011 : Hausse	
Koohzare <i>et coll.</i> (2008)	Pointe-au-Père ²	1900-2003*	-0,31 mm/an	Baisse	
Bernatchez <i>et coll.</i> (2012)	Pointe-au-Père	1897-1983*	-0,46 mm/an (±0,1)	Baisse	
Bernatchez <i>et coll.</i> (2012)	Rimouski	1984-2011*	0,98 mm/an (± 0,5)	Hausse	
Houston et Dean (2011)	17 stations de la côte atlantique et du golfe	1930-2009*		Baisse	-0,0138 mm/an (±0,0148)
Church et White (2006)	Mondial	1870-2004*	1,7 mm/an (±0,3)	Hausse	0,013 mm/an (±0,006)
		1870-1935*	0,71 mm/an (±0,4)	Hausse	
		1936-2001*	1,84 mm/an (±0,19)	Hausse	
		1950-2000	1,75 mm/an	Hausse	
		1993-2004**	3 mm/an (±0,19)	Hausse	
Church et White (2011)	Mondial	1880-2009*	1,5 mm/an (±0,2)	Hausse	0,009 mm/an (±0,003)
		1900-2009*	1,7 mm/an (±0,2)	Hausse	0,009 mm/an (±0,004)
		1880-1935*	1,1 mm/an (±0,7)	Hausse	
		1936-2009*	1,8 mm/an (±0,3)	Hausse	
		1961-2009*	1,9 mm/an (±0,4)	Hausse	
		~1967-~1982*	2,4 mm/an	Hausse	
		1993-2009**	3,2 mm/an (±0,4)	Hausse	
		1993-2009*	2,8 mm/an (±0,8)	Hausse	

² Les données ont été complétées avec celles de Rimouski pour la période 1984-2003 (Comm. personnelle Pascal Bernatchez, avril 2013)

(Han <i>et coll.</i> , 2015)	Charlottetown	1938 2011	2,6 mm/an ($\pm 0,7$)	Hausse	
	Halifax	1896 2011	3,2 mm/an ($\pm 0,2$)	Hausse	
	Rimouski	1985 2011	0.3 mm/an ($\pm 1,9$)	Hausse	
	Sept-Îles	1973 2011	0.9 mm/an ($\pm 0,8$)	Hausse	
	Québec	1911 2011	-0.3 mm/an ($\pm 0,4$)	Baisse	

* Analyse des niveaux d'eau des stations marégraphiques

** Analyse satellite

1.3.6. Diminution de la couverture de glace de mer

La diminution ou l'élimination de la protection côtière qu'offrent les glaces expose la côte aux effets d'un nombre supérieur de tempêtes, ce qui favorise également le déficit sédimentaire (Bernatchez *et coll.*, 2008a). La présence de glaces hivernales peut influencer positivement le bilan sédimentaire des milieux côtiers puisque le pied de glace est reconnu pour son rôle de protection des côtes. En effet, le pied de glace limite l'action des processus hydrodynamiques, notamment les vagues, sur la zone littorale. Aussi, sa présence restreint, voire interrompt les processus de transport potentiellement responsable des pertes sédimentaires d'une cellule donnée (Bernatchez *et coll.*, 2008a; Dionne, 1973; Forbes *et coll.*, 2004; Senneville *et coll.*, 2014).

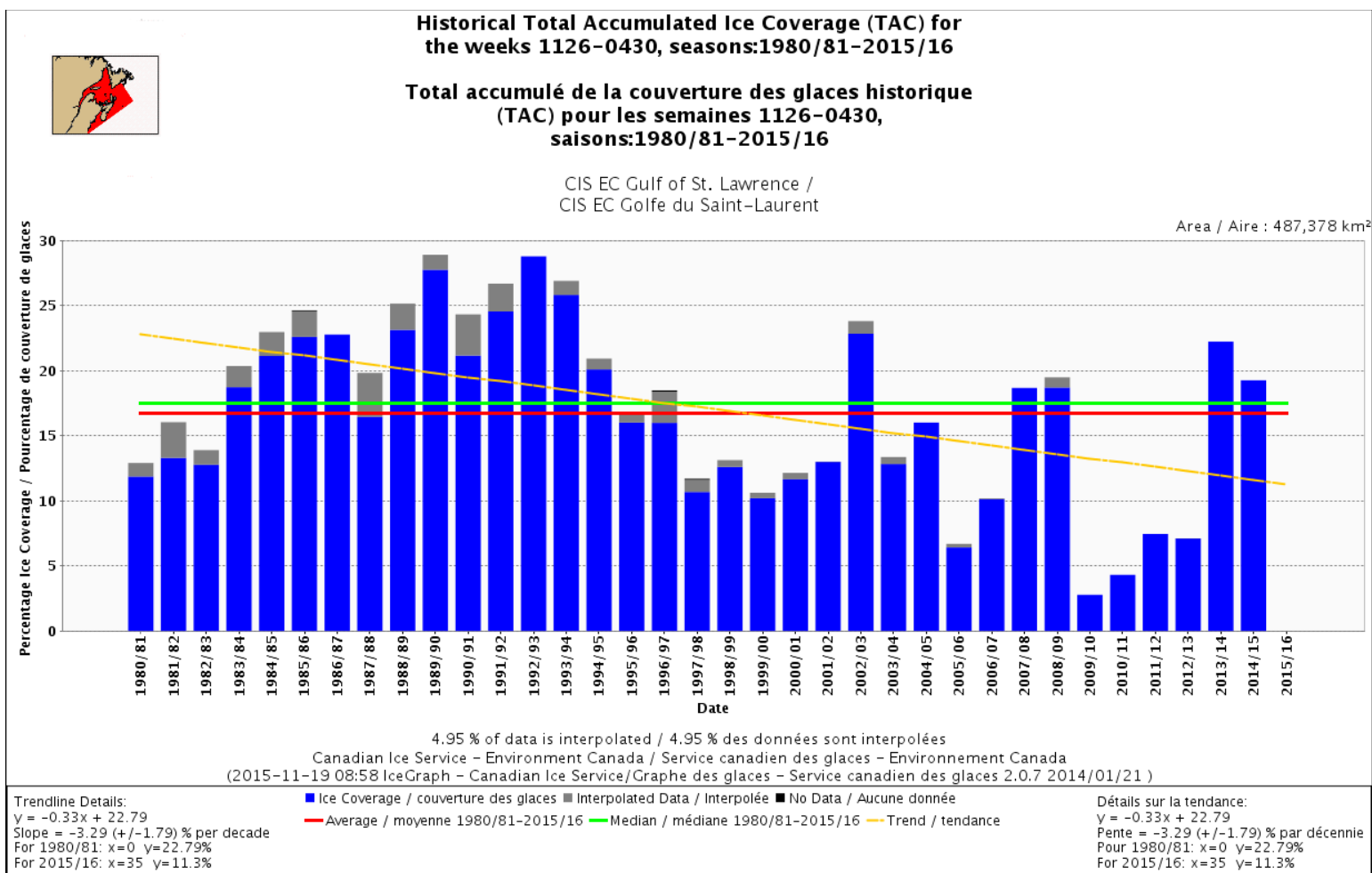
Afin de distinguer les événements d'érosion et de submersion ayant causé des dommages à la côte qui ont eu lieu durant la période de protection glacielle et durant la période libre de glace, il y a lieu de vérifier si la période d'englacement a aussi évolué dans le temps. La durée de la saison glacielle est-elle plus courte, débute-t-elle plus tard ou se termine-t-elle plus tôt? Bien que l'évolution de la glace côtière ne soit pas exactement conditionnée par celle de la glace de mer, les données relatives à celle-ci ont été utilisées pour évaluer l'évolution de la période d'englacement.

Dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent, le Service canadien des Glaces (SCG) observe toutefois une diminution du total accumulé de la couverture de glace de mer (TAC) pour les hivers de 1980/1981 à 2014/2015. L'observation de la figure 11 indique que le

pourcentage de couverture de glace est sous la moyenne pour la majorité des saisons glacielles depuis 1997. On note d'ailleurs une tendance de $-3,29 (\pm 1,79) \%$ par décennie pour cette période.

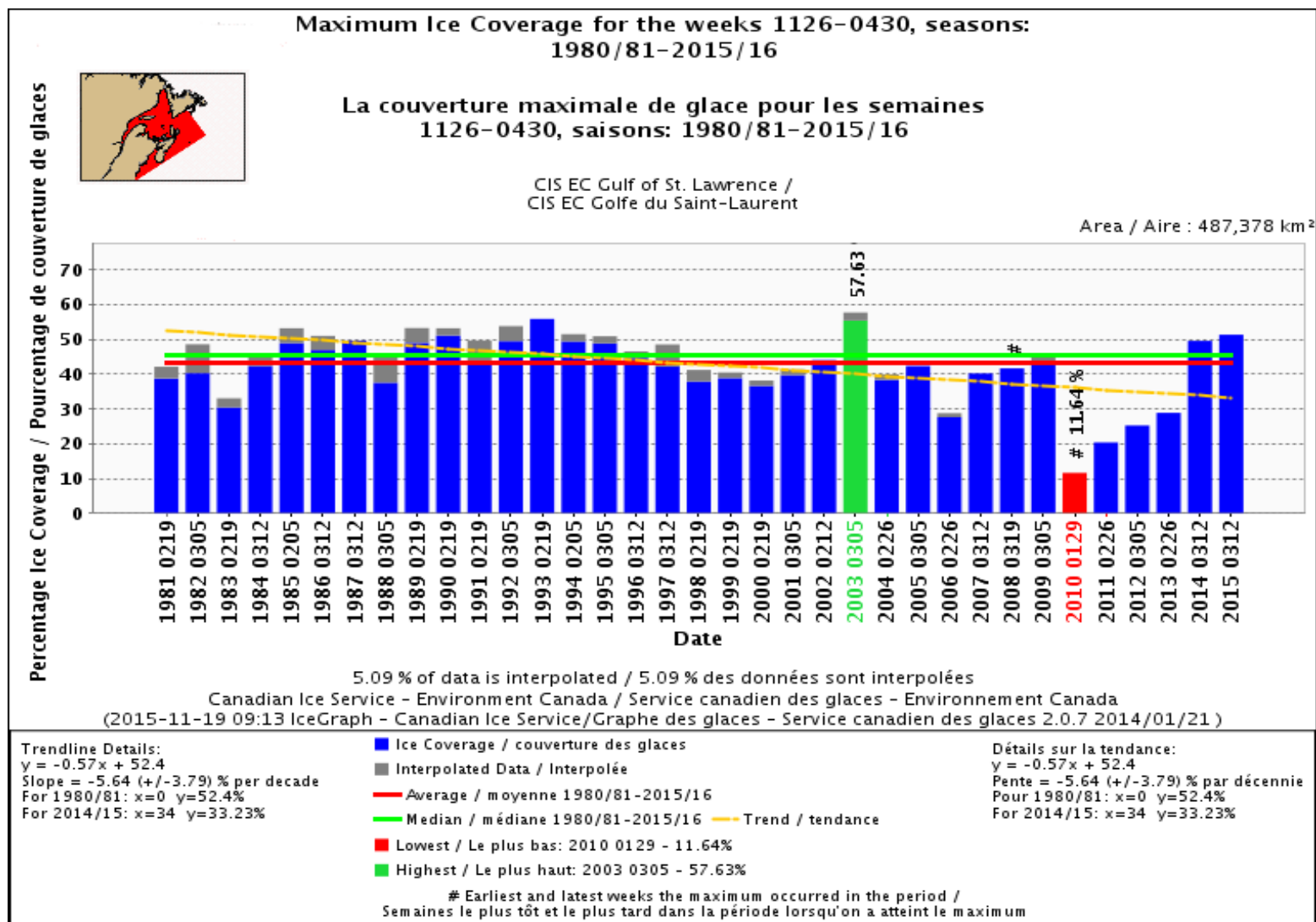
On observe également qu'au cours des dix derniers hivers (2005/06 à 2014/15), cinq saisons présentent des TAC sous la barre des 10 %. Les figures du SCG présentent aussi des tendances négatives de $-1,16 (\pm 1,01) \%$ et $-5,64 (\pm 3,79) \%$ par décennie pour les couvertures maximales (figure 12) et minimales (figure 13) de glace entre les hivers 1980/81 et 2014/15.

Selon l'interprétation des cartes d'englacement et du déglacement présentées dans l'Atlas climatique des glaces de mer – Côtes Est – 1981-2010 (Fequet *et coll.*, 2010), la période de présence des glaces de mer s'étend entre les 1^{er} janvier et 19 mars (± 2 semaines). Dionne (1973) indique aussi que le pied de glace commencerait à se former environ deux semaines avant la glace de mer dans la partie amont de l'estuaire maritime du Saint-Laurent où se trouve la zone d'étude du présent projet, soit entre la mi-décembre et la mi-janvier.



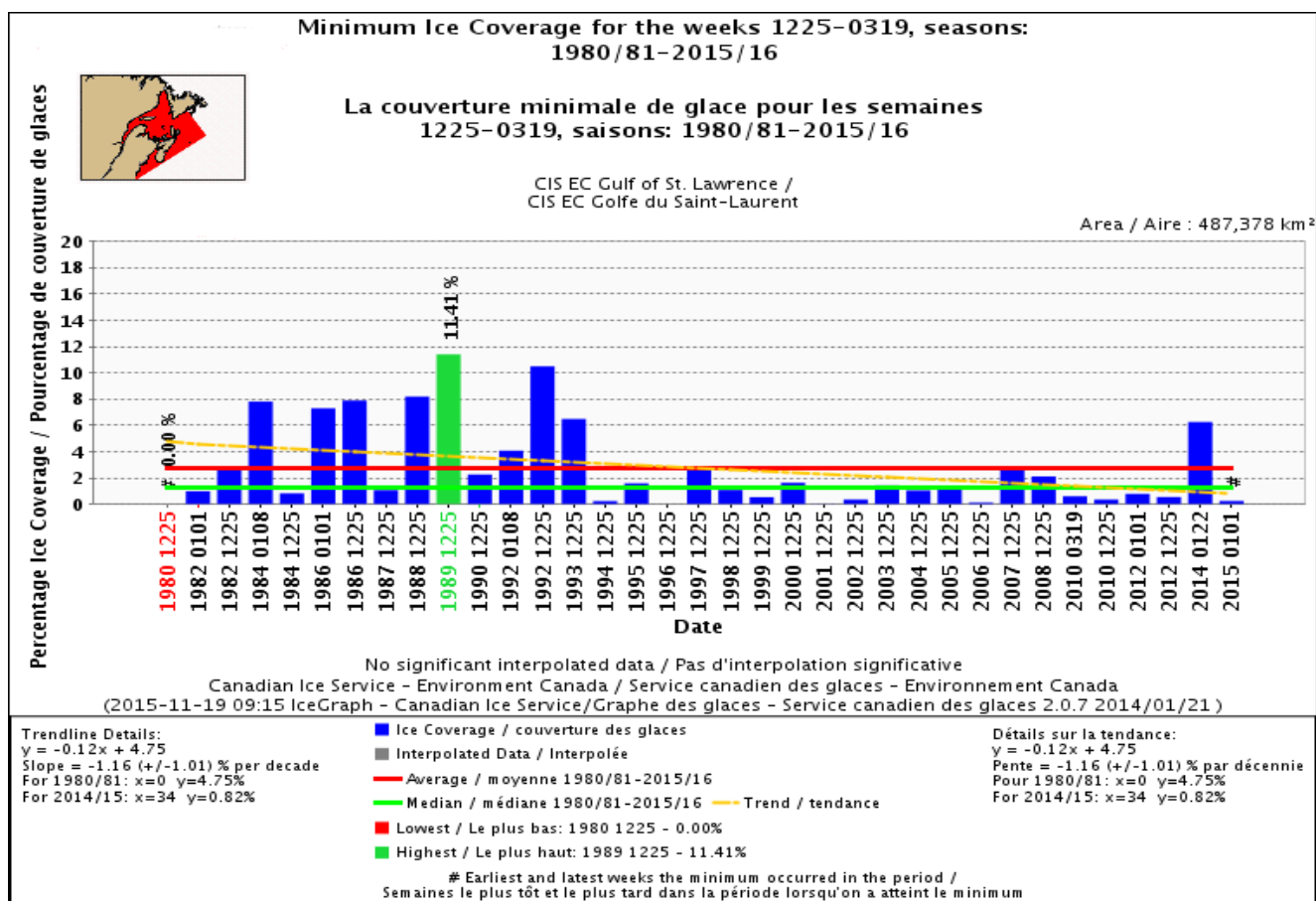
Extrait de : Environnement Canada, consulté en octobre 2015, URL :

Figure 11 : Total accumulé de la couverture des glaces historiques entre le 26 novembre et le 30 avril des hivers 1980/1981 à 2015/2016



Extrait de : Environnement Canada, consulté en octobre 2015

Figure 12 : La couverture maximale de glace entre les 26 novembre et 30 avril des hivers 1980/1981 à 2014/2015



Extrait de : Environnement Canada, consulté en octobre 2015

Figure 13 : La couverture minimale de glace³ entre les semaines du 25 décembre et du 19 mars pour les hivers 1980/1981 à 2014/2015

³ Les semaines d'analyse de la couverture minimale ont été réduites à la période moyenne de présence de glace (semaines du 25 décembre au 19 mars) pour limiter l'absence de glace

Le SCG observe toutefois principalement les glaces de mer au large. Par conséquent, ces constats ne sont pas nécessairement garants de l'état des glaces côtières. Néanmoins, ces dernières dépendent en partie des glaces de mer. Le pied de glace est formé par l'accumulation de frasil sur les plages, par la formation de petites crêtes de glace et l'ajout de glaçons de mer qui sont par la suite consolidés par la congélation de l'eau du jet de rive ou des embruns marins (Dionne, 1973; Forbes *et coll.*, 2002). La diminution ou l'élimination des glaces de mer est donc susceptible d'affecter le développement, voire la stabilité du pied de glace et ainsi diminuer l'efficacité de son rôle de protection. Mentionnons au passage que le réchauffement climatique en cours pourrait potentiellement réduire le nombre de jours de gel annuel (Sillmann *et coll.*, 2013), ce qui limiterait aussi le développement du pied de glace et la durée de sa présence. Les côtes seraient alors exposées à un nombre supérieur de tempêtes au cours de la période glacielle, ce qui aurait pour effet de favoriser le déficit sédimentaire (Bernatchez *et coll.*, 2008a).

En outre, les processus de formation et de développement du pied de glace sont grandement différents de la production des glaces de mer (Forbes *et coll.*, 2002), ce qui implique qu'on ne peut corréler le moment de l'apparition des glaces de mer directement avec celui de la mise en place du pied de glace. À ce sujet, très peu de suivi en continu de la formation du pied de glace n'a encore été réalisé dans l'estuaire et le golfe Saint-Laurent à l'exception des travaux de Senneville *et coll.* (2014). D'ailleurs, ces derniers prédisent une réduction de 67 % de la concentration maximale annuelle et de 69 % du volume de glace maximal annuelle selon les simulations climatiques 1981-2070. Au surplus, ceux-ci entrevoient une diminution de 38 jours de la période pour laquelle le volume de la glace de mer excède 10 % de la valeur maximale annuelle du passé récent. Enfin, Senneville *et coll.* (2014) prévoient une diminution de la durée de la saison du pied de glace variant de 25 à 47 jours pour cinq sites d'étude⁴ répartis dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent malgré des augmentations de la saison de pied de glace incomplet variant entre 6 et 15 jours.

4 Deux sites aux Îles-de-la-Madeleine : Pointe-aux-Loups et La Martinique, 1 site sur la péninsule de Manicouagan : Pointe-Lebel et 2 sites à Rivière-Saint-Jean.

Néanmoins, une réduction de la couverture des glaces de mer au cours des hivers à venir impliquerait nécessairement un accroissement de l'étendue, de la durée des eaux libres ou des deux. Cette diminution du couvert glaciaire pourrait ainsi se traduire par une formation plus fréquente de vagues avec potentiellement plus d'énergie (Forbes *et coll.*, 2002). La réduction de l'efficacité de la protection des côtes en hiver par le pied de glace est alors susceptible d'engendrer un accroissement des épisodes d'érosion et de submersion liés à l'action des vagues.

1.3.7. Modifications anthropiques des apports ou des pertes sédimentaires

La réalisation d'un bilan sédimentaire implique également de considérer les modifications d'origine anthropiques. Les sources de sédiments peuvent parfois avoir été altérées par les activités humaines, comme dans le cas de l'édification des barrages par exemple ou la construction de structures portuaires qui bloquent le transit des sédiments le long des côtes. Par ailleurs, le prélèvement massif de matériel sur les plages, parfois effectué aux fins de constructions, peut aussi engendrer un déséquilibre du bilan sédimentaire.

Dans le secteur à l'étude, l'occupation du territoire n'a que peu varié au cours du dernier siècle et les bassins versants qui alimentent les tributaires sont peu importants. À la lumière de nos connaissances, aucune entreprise ou activité, actuelle ou passée, n'est susceptible d'avoir exploité le matériel sédimentaire de la plage dans ce secteur. À l'exception de la construction du port de Matane dans les années 1960, les interventions par les activités humaines sur le transit sédimentaire le long de la côte semblent limitées ou sans impact majeur. Dans ce contexte, l'évaluation des modifications anthropiques du bilan sédimentaire n'a pas été examinée dans le cadre de ce projet de recherche.

CHAPITRE 2

MÉTHODOLOGIE

2.1. BILAN SÉDIMENTAIRE

2.1.1. Choix méthodologique

L'approche utilisée comme indicateur pour évaluer l'évolution du bilan sédimentaire du segment côtier à l'étude est la comparaison de la largeur des plages réalisée par photo-interprétation sur sept séries d'images historiques. Cet exercice permet d'atteindre l'objectif de quantification de l'évolution du bilan sédimentaire à l'échelle séculaire, soit entre 1927 et 2009.

L'interprétation de photographies aériennes anciennes sur une longue période s'avérerait le moyen le plus indiqué pour répondre à l'objectif d'identification des facteurs influents. En effet, les facteurs identifiés (niveau d'eau, événements météo-marins, réduction de la couverture glacielle et artificialisation du trait de côte) sont susceptibles d'influencer le bilan sédimentaire sur des échelles spatiales et temporelles différentes.

Bien que plusieurs méthodes existent pour évaluer le bilan sédimentaire d'un milieu côtier, l'approche par comparaison de la largeur des plages a ici été préconisée. Ce choix méthodologique est guidé par 1) l'absence de données topographiques à l'échelle historique (nécessaire à l'évaluation des variations de volumes) et 2) la présence de plusieurs ouvrages de protection fixant le trait de côte qui limitaient une simple analyse du déplacement du trait de côte. En outre, l'analyse de la largeur des plages permet d'atteindre l'objectif d'évaluer l'effet des ouvrages de protection sur le bilan sédimentaire des plages situées devant les côtes protégées ou naturelles.

Le choix des séries de photographies est fonction principalement de la disponibilité de celles-ci pour le secteur étudié, de leur qualité et de leur résolution spatiale (échelle) de même que de la résolution temporelle (période entre les couvertures). Ainsi, des

photographies des années 1927, 1948, 1963, 1977, 1985-1986, 1993 et 2009 ont été sélectionnées pour l'évaluation de la largeur de la plage. Les pas de temps couverts par la période d'étude totale, soit 1927-2009, sont respectivement de 21, 15, 14, 9, 8 et 16 ans. Les caractéristiques (année, échelle, résolution et émulsion) et les sources (producteur⁵, fournisseur⁶ et distributeur⁷) des photographies utilisées (tableau A), de même que les numéros et, lorsque disponible, la date d'acquisition de celles-ci (tableau B) sont présentées à l'annexe A.

Les photographies ont été fournies par le LDGIZC ou acquises auprès de différents fournisseurs. Elles ont été numérisées et positonnées à l'aide du système d'information géographique (SIG) ArcGIS (version : 10.1) lorsque nécessaire. Par la suite, les lignes de rivage et de flexure ont été numérisées à l'écran à l'aide du SIG ArcGIS (v.10.1). Les indicateurs retenus pour identifier ces lignes sur les images sont précisés dans les sections suivantes.

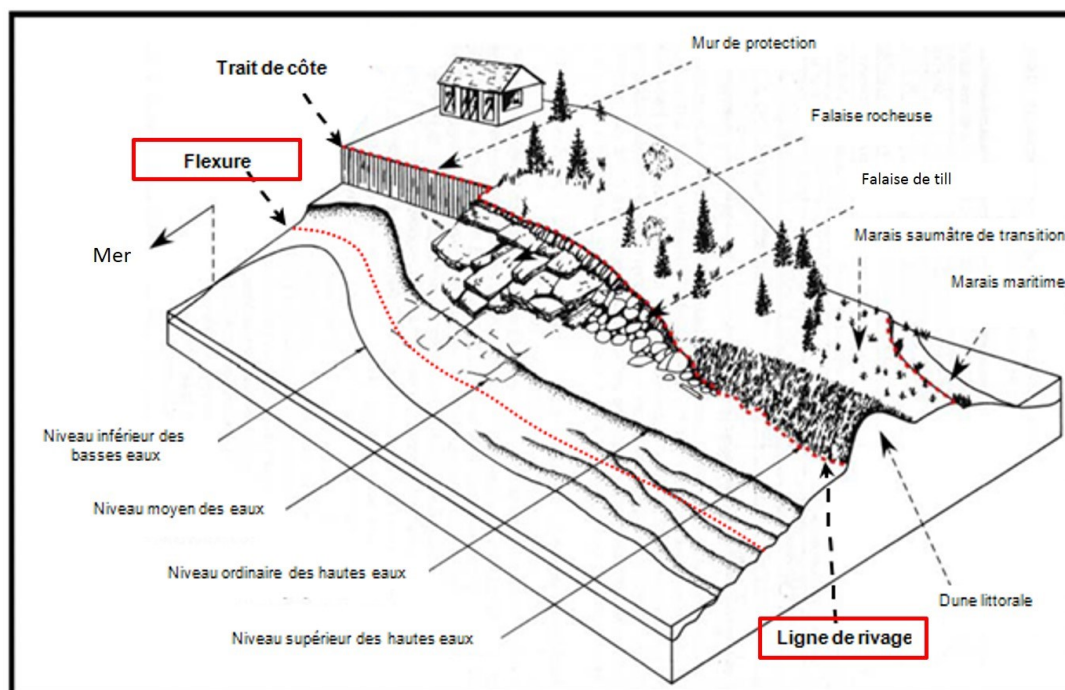
Pour déterminer la largeur des plages, la distance entre la ligne de rivage, positionnée à la base du talus limitant la terrasse de plage (figure 14), et la jonction sable-plate-forme rocheuse a été retenue. Il a été jugé que cette délimitation est l'indice géomorphologique identifiable par photo-interprétation, qui correspond le plus à la réelle ligne de flexure (figure 14)

Cette dernière coïncide généralement à la limite entre le bas et le haut estran, alors qu'au plan altimétrique, la flexure correspond approximativement à l'altitude du niveau moyen des eaux. Sur le terrain, la ligne de flexure se reconnaît par un changement lithologique ou un changement (parfois très faible) de la pente (Bernatchez et Fraser, 2012; Bernatchez *et coll.*, 2011; Drejza *et coll.*, 2014).

5 Producteur : Entreprise ou organisme chargé du relevé photographique aérien

6 Fournisseur : Ministère ou organisme qui a commandé le relevé photographique aérien

7 Distributeur : Organisme ou plateforme de distribution des images au moment de l'étude



Modifié de Daigle *et al.*, 2005

Figure 14 : Délimitation transversale d'un profil littoral

D'une part, cette bande littorale (haut estran) ainsi délimitée pour évaluer la largeur de la plage s'avère une excellente référence pour évaluer les variations du bilan sédimentaire d'un secteur donné. D'autre part, ces délimitations étaient identifiables par photo-interprétation (à tout le moins sur les photographies prises lorsque la marée était suffisamment basse pour dégager la flexure).

2.1.1.1. Ligne de rivage

Sur les côtes naturelles, la ligne de rivage a été tracée suivant la limite de la végétation stable qui peut correspondre la bordure inférieure de la microfalaise, ce qui constitue la meilleure limite à utiliser pour les côtes sans falaise (terrasse de plage, flèche littorale) dans une optique d'évolution côtière, selon Grenier (1993) et Dagneau (2004). En bordure de murets le sommet a été numérisé puisque spatialement, il correspond à leur

base, les murets étant verticaux, et donc à la limite supérieure de la plage. Dans le cas de protection par enrochements, la limite a été tracée à la base de ces derniers.

La numérisation s'est effectuée à différentes échelles variant entre 1 : 600 et 1 : 2 000. Les caractéristiques (différence de ton, de couleur ou de texture de l'image) et la précision sur lesquelles est basé le positionnement de la ligne de rivage varient en fonction des éléments physiques du milieu (substrat, présence de cours d'eau, végétation, ombrage du talus, etc.) ou des éléments anthropiques présents (bâtiments, enrochement, murs, etc.).

2.1.1.2. Ligne de flexure

Toujours par l'entremise de la photo-interprétation des mêmes photographies, la délimitation « sable-plate-forme » a aussi été numérisée à des échelles variant entre 1 : 600 et 1 : 1 500. L'indicateur utilisé lors du présent projet est la différence de tonalité ou de teint observée sur les images indiquant le changement lithologique (sable – plate-forme rocheuse). La limite n'a toutefois pas pu être numérisée à certains endroits en raison de la qualité des images ou lorsque l'eau recouvrait le cordon sableux au moment de la prise d'images.

2.1.2. Calcul et analyse de la largeur de plage

La distance entre les lignes numérisées a été mesurée à l'aide de Digital Shoreline Analysis System (DSAS — version : 4.3.4730) afin de calculer la largeur des plages. DSAS est une extension développée par U.S. Geological Survey pour calculer le déplacement de traits de côte à partir du SIG ArcGIS (Thieler *et coll.*, 2009).

La ligne de base (« *Baseline* ») utilisée pour calculer cette distance a été produite à partir d'une copie parallèle⁸ du jeu de données « Trait de côte 2009 » (fourni par le LDGIZC) à 20 mètres vers l'arrière-côte, lissée et ajustée manuellement. Ensuite, des transects perpendiculaire à cette ligne ont été générés avec une équidistance de 20 m

⁸ ArcGIS: Copie d'entités linéaires parallèles disponible dans la boîte de dialogue d'édition.

(figure 15). Leur position ou leur orientation a été validée visuellement à une échelle d'affichage de 1 : 1000. Au besoin, les transects ont été déplacés légèrement ou réorientés afin de minimiser les biais lorsque leur orientation était plutôt oblique par rapport à celle de la plage ou si des transects se retrouvaient parallèles à la côte, par exemple aux extrémités d'ouvrages de protection ou le long des quais. Les transects situés aux exutoires de cours d'eau importants et permanents dans le temps ou sur des segments où la plage était absente sur toutes les séries de photographies, comme sur les pointes rocheuses, ont été supprimés puisque la largeur de la plage ne peut y être mesurée.

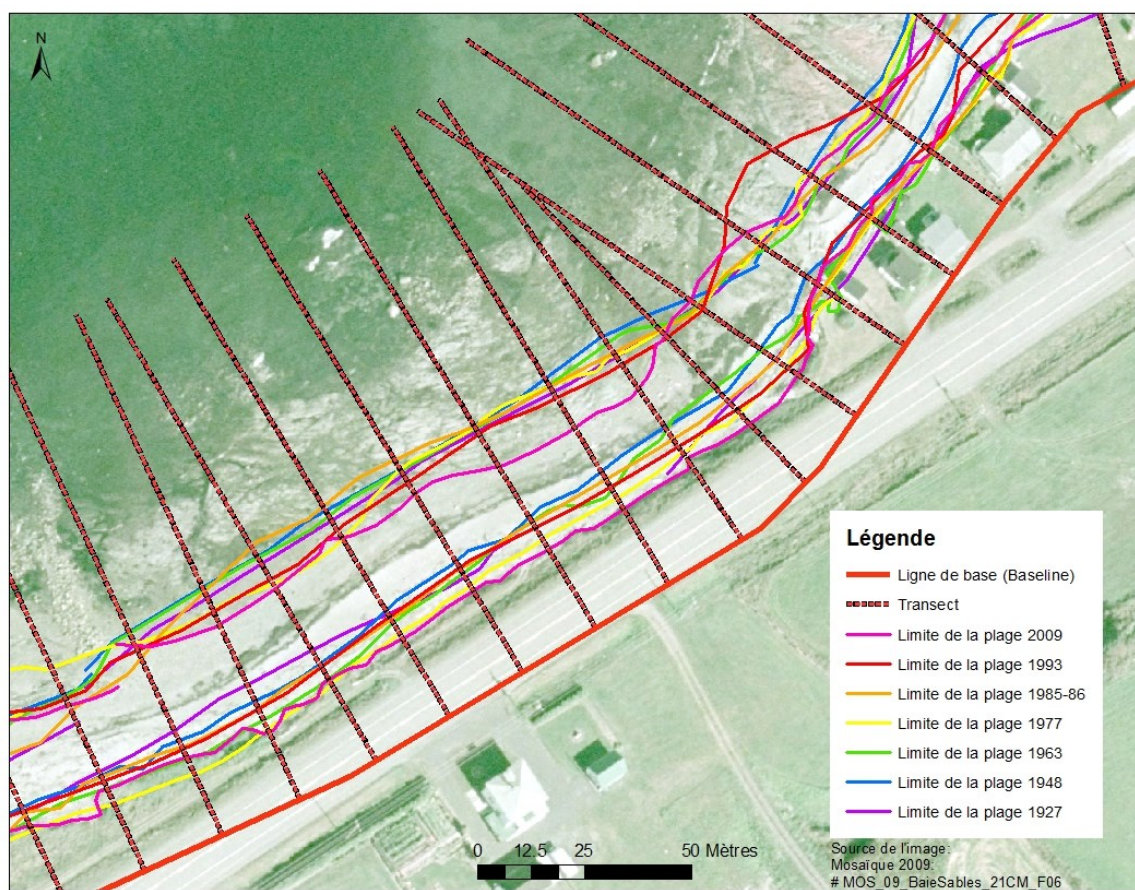


Figure 15 : Positionnement de la ligne de base

2.1.2.1. Calcul et analyse de la largeur de plage

Pour calculer la largeur de plage, les fichiers de formes de lignes de rivage et des limites sable/plate-forme (nommé « flexure » dans les fichiers géospatiaux) ont été combinés en un seul pour chacune des années recensées. La superposition des transects générés à ces fichiers a permis d'appliquer le calcul SCE (*Shoreline Change Envelope*), disponible par l'entremise de DSAS qui fournit la distance entre deux lignes (*Shoreline*)

Des fichiers de formes linéaires ont été générés à partir des transects représentant la largeur de plage pour chacune des années. Pour chaque fichier, la table attributaire indiquait alors le numéro de transect initial, sa longueur et si une structure de protection avait été décelée sur la côte par photo-interprétation au niveau de ce transect.

À partir de la largeur de plage établie, la variation pour chaque période (1927-1948, 1948-1963, 1963-1977, 1977-1985/86, 1985/86-1993 et 1993-2009) a également été calculée. Pour ce faire, la largeur de plage de chacune des années a été soustraite à celle de l'année précédente étudiée (voir l'exemple à la figure 16).

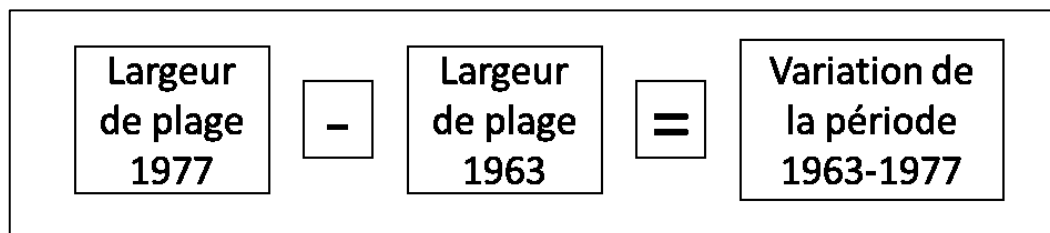


Figure 16 : Exemple du calcul de la variation de la largeur de plage

Les banques de données créées ont ensuite été analysées dans le logiciel Microsoft Excel afin de comparer les largeurs de plage. Les statistiques descriptives et la validation des comparaisons statistiques ont été effectuées à l'aide du logiciel SPSS⁹. En outre, la classification des largeurs des plages a permis de les cartographier dans ArcGIS et de leur appliquer une symbologie en fonction des transects et en fonction de leur largeur. Cette

⁹ SPSS (*Statistical Package for the Social Sciences*) est un logiciel utilisé pour l'analyse statistique (utilisé en version d'essai).

appréciation visuelle des résultats a permis d'affiner l'interprétation et de mettre en relation les différentes classes de largeur de plage et certaines caractéristiques du milieu. L'évolution du nombre de transects par classe de largeur de plage a aussi pu être calculée, ce qui a permis d'évaluer la tendance de chaque classe pour l'ensemble de la zone d'étude.

2.2. INFLUENCE DES STRUCTURES DE PROTECTION

Nous l'avons vu, la présence de structures de protection peut influencer le bilan sédimentaire au droit des côtes protégées ou sur les littoraux adjacents. Afin d'atteindre l'objectif d'évaluation de leurs effets sur le milieu étudié, la largeur des plages devant les côtes naturelles et protégées a été comparée pour chacune des années recensées.

Les données utilisées sont celles des fichiers géospatiaux (*shapefile*) de largeur de plage générés pour l'analyse du bilan sédimentaire, auxquels la présence ou l'absence de structure de protection avait été spécifiée dans la banque de données. Cette spécification a été possible en affectant aux entités de largeur de plage, l'attribut « oui » ou « non » dans le champ « SP » (structure de protection). Les données issues de ces fichiers ont aussi été traitées avec le logiciel Microsoft Excel et les statistiques ont été générées avec SPSS.

Il faut noter que la qualité ou la résolution spatiale des images ont parfois rendu difficile l'identification des structures de protection. La photo-interprétation a été particulièrement difficile pour les années 1948, 1985/1986 et 1993. Pour l'année 1948, aucune structure de protection n'a d'ailleurs pu être localisée. Cette année d'étude a donc été retirée des analyses sur l'influence des structures de protection.

2.3. INFLUENCE DE LA MODIFICATION DES PARAMÈTRES MÉTÉO-MARINS

Afin d'évaluer si des changements dans les paramètres météo-marins pourraient expliquer la hausse récente des événements engendrant des dommages côtiers, l'évolution de ces derniers a été analysée à partir de ceux inventoriés récemment lors de travaux de la Chaire de recherche en géoscience côtière de l'UQAR. Ces derniers les ont répertoriés parmi les journaux et divers documents traitant des régions côtières de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent (Bernatchez *et coll.*, 2012). Les événements liés principalement aux aléas de vagues de tempête et de vent ont été retenus, excluant ainsi ceux liés aux mouvements de terrain, aux inondations fluviales ou aux séismes aussi identifiés dans le rapport de Bernatchez *et coll.* (2012). En outre, seuls les événements potentiellement survenus entre Rimouski et Sainte-Anne-des-Monts ont été conservés pour cette analyse.

2.3.1. Évaluation de la durée des événements

Ainsi, les données de paramètres météorologiques, hydrographiques et hydrodynamiques pour la durée de ces événements ont été analysées afin de caractériser les conditions météo-marines responsables de ces sinistres côtiers. Les archives originales ont été consultées pour préciser l'emplacement ou les dates mentionnées.

La durée des événements a été estimée en observant le nombre d'heures de la surcote associée aux dates mentionnées dans les archives et en ajoutant 48 heures avant et après. Ces heures ajoutées à la période d'analyse avaient pour but d'inclure les éléments suivants :

- les dates mentionnées dans les archives;
- la totalité de la surcote observée;
- le fait que les événements météorologiques peuvent s'étirer sur plus d'une journée;
- le fait que les surcotes s'étalent souvent sur une à deux journées avant la date relatée par la presse écrite.

L'identification de la durée des événements a également permis de jumeler ceux auxquels les archives avaient attribué des dates différentes. Par exemple, lorsque deux articles mentionnaient des événements s'étant produit le 2 et l'autre le 4 décembre, mais que la surcote observée au marégraphe couvrait l'ensemble de ces deux dates, ces deux événements étaient alors considérés comme un seul.

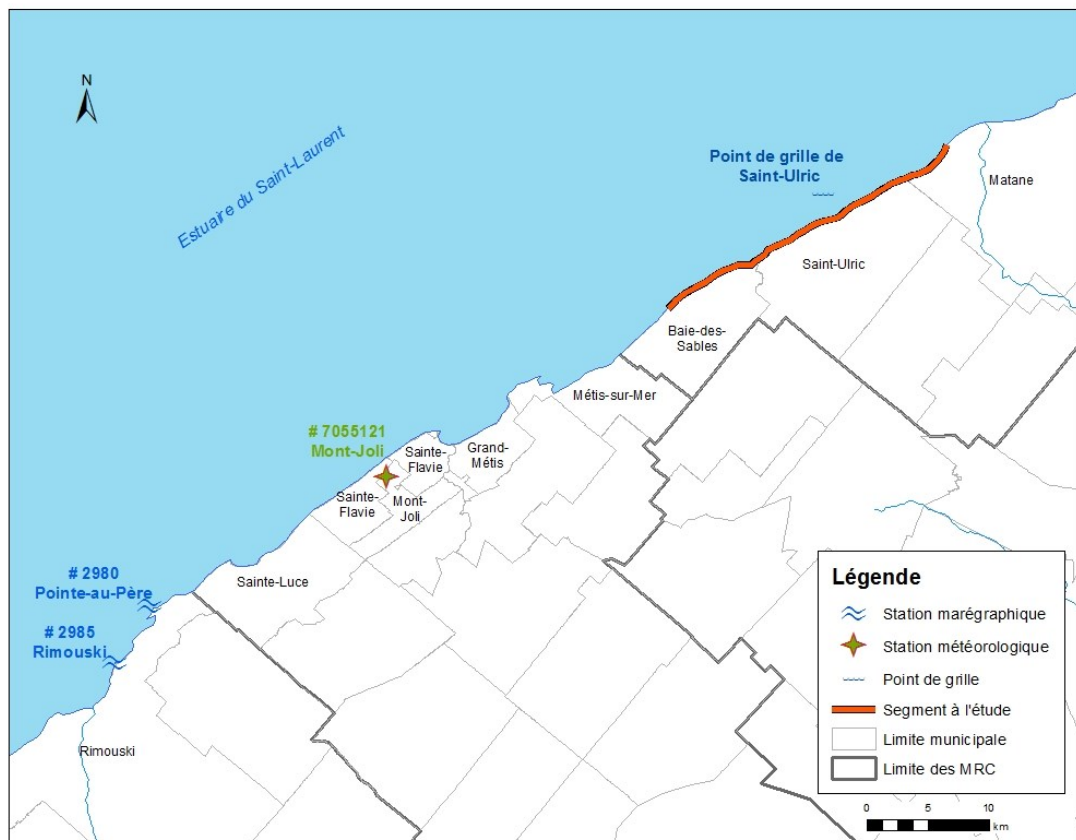
Lorsque les niveaux d'eau observés n'étaient pas accessibles et que, par conséquent, les surcotes ne pouvaient être évaluée, la durée était établie à 5 jours, soit les 24 h associées à la date (ou plus lorsqu'applicable) mentionnée(s) aux archives auxquelles 48 h, avant et après, étaient également ajoutées. L'analyse des conditions météo-marines a donc été effectuée à partir de la durée d'événement ainsi ajustée.

Les données horaires de vitesse et de direction des vents ainsi que la pression atmosphérique, les niveaux d'eau prédits et observés aux marégraphes ont été recueillis à partir des stations de mesures les plus près du secteur d'étude. Ces stations ont été retenues en fonction de leur localisation et de la disponibilité temporelle des données, soit la période de fonction des stations et l'accessibilité des données horaires. Le tableau 3 présente les stations météorologiques et marégraphiques utilisées et la carte de la figure 17 montre leur positionnement par rapport à la zone d'étude.

Les paramètres des vagues issus du modèle de vague de l'Estuaire et du Golfe, développé par Lambert *et coll.*, (2015), ont été extraits pour un point de grille située à environ 2 km au large de la côte de Saint-Ulric. Les forçages atmosphériques (vents) utilisés pour ce modèle proviennent des données de la réanalyse climatique Climate Forecast System Reanalysis (CFSR, National Oceanographic and Atmospheric Organisation) à 35km. Pour les forçages océaniques (courants, glace et niveau d'eau), la région couverte par la grille de MOR provient de la simulation climatique (1980-2010) de MOR forcé par NARR (Senneville et St-Onge-Drouin). Les sorties du modèle de vague de l'Estuaire et du Golfe représentent les conditions de vagues pour une surface de 5 km². Ainsi, la hauteur significative des vagues, leur direction et leur période ont été extraites à une fréquence horaire, entre 1979 et 2010, pour la durée établie des événements.

Tableau 3 : Description des stations de mesure utilisées

Nom et numéro des stations	Entrée en fonction	Fin de fonction	Localisation
Station météorologique			
Mont-Joli #7055120	14/03/1953	En fonction	-68.20747 O/48.60889 N
Station hydrographique			
# 2980 — Pointe-au-Père	25/01/1897	31/12/1983	-68.47314 O/48.51916 N
# 2985 — Rimouski	07/08/1984	En fonction	-68.51366 O/48.47833 N
Point de grille			
Saint-Ulric (SU)	01/01/1980	31/12/2010	-67.714 O/48.805 N

**Figure 17 : Localisation de la station météorologique et des stations hydrographiques utilisées ainsi que du point de grille analysé par le modèle de vagues**

L'évaluation des paramètres météo-marins a pu être réalisée en fonction de la disponibilité des données marégraphiques et météorologiques aux stations de mesure. Bien que des stations marégraphiques et météorologiques aient déjà existé pour Matane, celles-ci

ne présentait pas une plage temporelle satisfaisantes pour les présentes analyse et les données relatives au vent n'étaient pas enregistrées à la station météorologique. Les données de vagues étaient disponibles pour l'ensemble de la période 1980-2010. À l'aide des données disponibles pour ces événements, les valeurs de surcote et de niveau d'eau réellement atteintes ont été calculées à l'aide Microsoft Excel. La surcote ou la décôte s'obtient en soustrayant le niveau d'eau prédit du niveau d'eau observé, alors que le niveau d'eau réellement atteint, nommé ici « niveau d'eau total au large », est estimé par l'addition du niveau d'eau observé au marégraphe et de la hauteur significative des vagues.

2.3.2. Extraction des paramètres d'analyse

À partir des références temporelles établies pour chaque événement, l'utilisation de Microsoft Excel a permis d'extraire les données de différents paramètres (niveau d'eau observé, prédit et total, pression atmosphérique observée, vitesse et direction des vents, hauteur, période et direction des vagues) pour leur durée respective. Diverses fonctions du logiciel ont permis d'extraire les valeurs ou les statistiques recherchées et de réaliser les calculs nécessaires à la caractérisation des conditions météo-marines. Les caractéristiques identifiées sont les suivantes :

- durée de l'événement (h);
- moment du début de la surcote (date et heure);
- moment de fin de la surcote (date et heure);
- valeurs maximales* de niveau d'eau, de surcote, de hauteur significative de vagues, de niveau d'eau total au large, de vitesse de vent et de pression atmosphérique;
- moment de la valeur maximale* (date et heure) de chacun des paramètres nommé précédemment;
- direction des vents et des vagues au moment de la valeur maximale*;
- nombre d'heures total de vent et de vents de 30 km/h et plus pour chacune des directions pour la durée complète de l'événement;

- nombre d'heures total de vagues, des vagues de 1 m et plus et de 2 m et plus pour chacune des directions pour la durée complète de l'événement;
- proportion (nombre d'heures) de vent et de vagues de chacune des directions par rapport à la durée complète de l'événement;
- direction préférentielle du vent et de vagues durant l'événement.

* ou minimale dans le cas de la pression atmosphérique

L'exploitation des valeurs de moment des valeurs maximales ou des valeurs d'un paramètre au moment de la valeur maximale d'un autre a permis ou non d'établir des relations entre ceux-ci et, lorsque possible, de mettre en relation l'occurrence de deux ou plusieurs paramètres.

2.3.3. Caractérisation des événements

De plus, deux types de graphiques ont été générés dans Microsoft Excel pour chacun des événements afin de caractériser leurs conditions météo-marines. Comme le montre les exemples de la figure 18, un premier graphique indique le niveau d'eau prédit, la surcote observée, la hauteur et la direction des vagues, leur période et le niveau d'eau total au large, alors que le second révèle la vitesse et la direction des vents et la pression atmosphérique durant l'événement. Il faut mentionner que le niveau d'eau total au large résulte de l'addition du niveau marégraphique enregistré au marégraphe pour une station donné auquel on additionne la hauteur significative des vagues pour un point de grille situé à proximité de la zone d'étude, ici près de Saint-Ulric. Le niveau d'eau total au large est donc une estimation du niveau de l'eau qui peut être atteint au large de la côte étudiée.

La disposition de ces graphiques l'un au-dessus de l'autre a permis d'interpréter chacun des paramètres par rapport aux autres au cours de chacun des événements analysés. Des roses des vents et des vagues pour chaque événement ont aussi été générées à l'aide du logiciel Matlab et de la fonction *WindRose* (Pereira, 2015). Celles-ci représentaient la vitesse et la direction des vents de même que la hauteur significative des vagues et leur

direction. Les graphiques et les roses des vents/vagues permettaient d'observer si des conjonctures ou des séquences-types de certains paramètres pouvaient être décelées.

La compilation des données maximales des différents paramètres pour chaque événement a permis de les caractériser et de les comparer entre eux. De plus, la date et l'heure des moments où se sont produites ces valeurs maximales ont permis d'évaluer si des liens existaient entre les réponses des différents paramètres. La direction des vents et des vagues au moment des valeurs maximales a aussi été considérée.

Afin d'observer l'évolution des vents de plus forte intensité, l'occurrence (nombre d'heures) des vents et des vagues pour chacun des points cardinaux et intercardinaux (nord, nord-est, est, sud-est, sud, sud-ouest, ouest et nord-ouest) a été comptabilisé. Cette compilation a été effectuée pour l'ensemble des enregistrements disponibles de même que pour chaque classe de vitesse de vent (≥ 30 , 40, 50, 60 et 70 km/h ») et pour chaque classe de hauteur de vagues (<1 m, >1 m et >2 m et >2 m).

Le nombre d'heures de vent pour une décennie et pour une direction donnée par rapport au nombre d'heures de vent total pour cette même période a été évalué. Ainsi, il a été possible d'obtenir la proportion du nombre d'heures de vent par direction pour chaque décennie et d'en apprécier l'évolution.

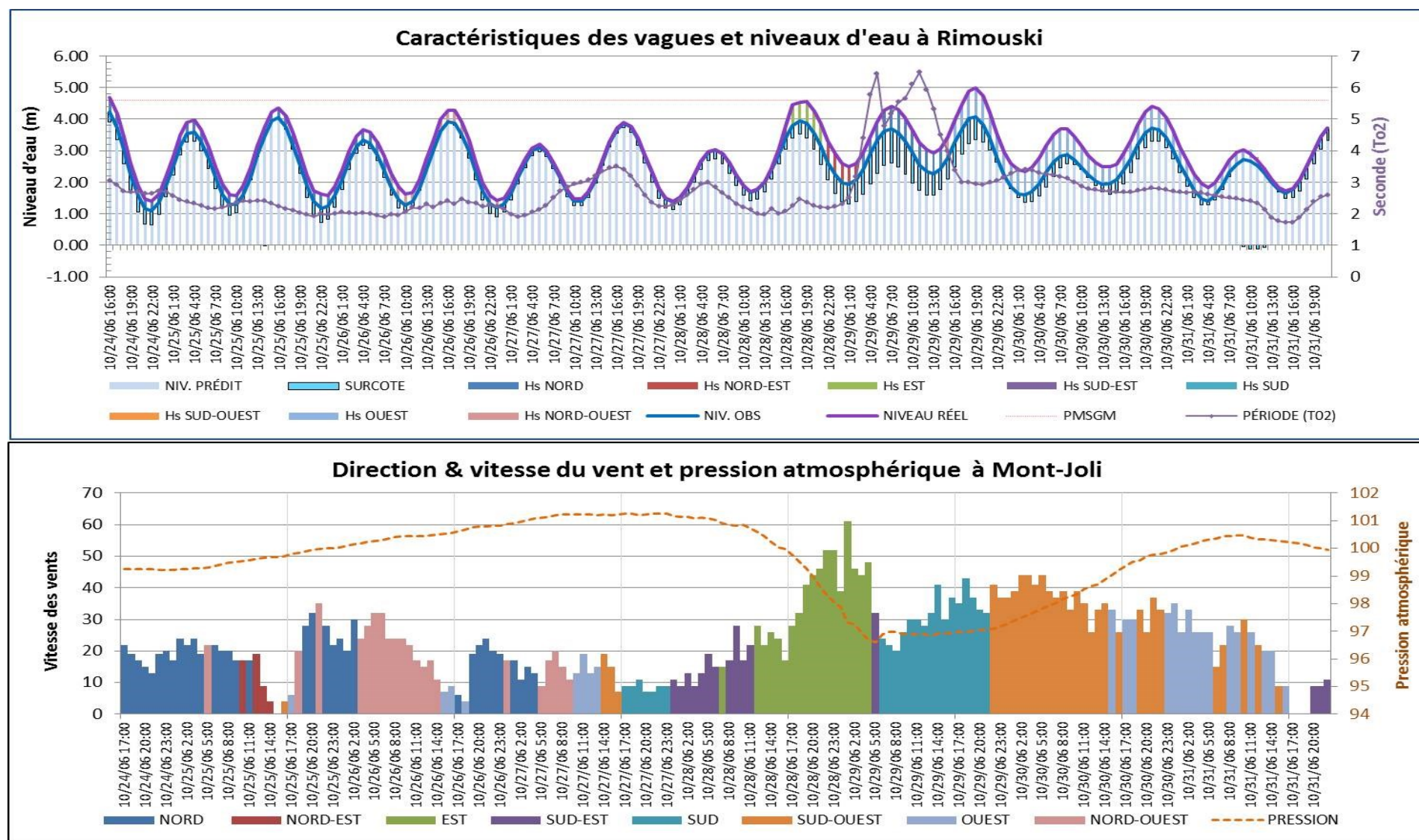


Figure 18 : Exemple des graphiques générés pour la caractérisation des paramètres météo-marins

Exemple de l'événement d'octobre 2006

2.4. INFLUENCE DU NIVEAU MARIN RELATIF

La variation du niveau d'eau a été analysée à partir des données fournies par les marégraphes de Pointe-au-Père (#2980) entre 1897 et 1983 et de Rimouski (#2985) entre 1984 et 2013. Le traitement initial de ces données a été réalisé par le LDGIZC dans le cadre d'un récent projet de recherche (Bernatchez *et coll.*, 2012). Les niveaux d'eau ont ainsi été désaisonnalisés à partir des niveaux d'eau moyens mensuels et les données manquantes identifiées puis retirées des analyses. Ces dernières sont particulièrement fréquentes pour la décennie 1931-1940 où les données sont manquantes pour plus de sept ans.

Par la suite, les tendances ont été calculées selon la méthode des moindres carrés ordinaires, ce qui permet de modéliser les données selon l'équation : $y = ax + b$ où a est la pente et b l'ordonnée à l'origine (Bernatchez *et coll.*, 2012). Ainsi, la variation totale du niveau de l'eau et la variation annuelle moyenne pour chaque période à l'étude ont été calculées, permettant ainsi d'évaluer la tendance du niveau marin pour différentes périodes.

2.5. INFLUENCE DE L'ÉVOLUTION DE LA PÉRIODE D'ENGLACEMENT

L'évaluation de l'évolution de la couverture glacielle a été réalisée à partir des *cartes des glaces régionales de 1969 à 2009* du Service canadien des Glaces (SCG), téléchargées au format d'échange ArcInfo : E00, par l'entremise de leur site web. Ces fichiers ont ensuite été convertis comme fichier de forme (*shapefile*), puis ont été traités et interrogés à l'aide du logiciel ArcGIS v10.2. Ces fichiers précisent la concentration totale de glace (CTG) pour les années mentionnées. La méthodologie de production de ces cartes est synthétisée dans l'Atlas climatique des glaces de mer pour la Côte Est 1981-2010 Environnement Canada (2015).

Afin d'évaluer la saison glacielle à proximité du site d'étude, une zone d'analyse des glaces (ZAG) a été définie (figure 19). Cette zone représente une bande d'environ 400 m de largeur le long du segment côtier étudié. L'objectif de cette délimitation était de représenter

le mieux possible, à partir des données disponibles, le contexte glaciaire près de la côte, soit de couvrir le bas estran, qui fait près de 300 m de largeur par endroits dans la zone d'étude ainsi que la zone pré littorale. Il faut toutefois savoir que les données extraites pour cette zone d'analyse peuvent représenter les conditions de glace pour une vaste superficie couvrant parfois presque tout l'estuaire ou s'appliquant autant à la Rive-Nord qu'à la Rive-Sud. Cette lacune doit être considérée lors de l'interprétation.

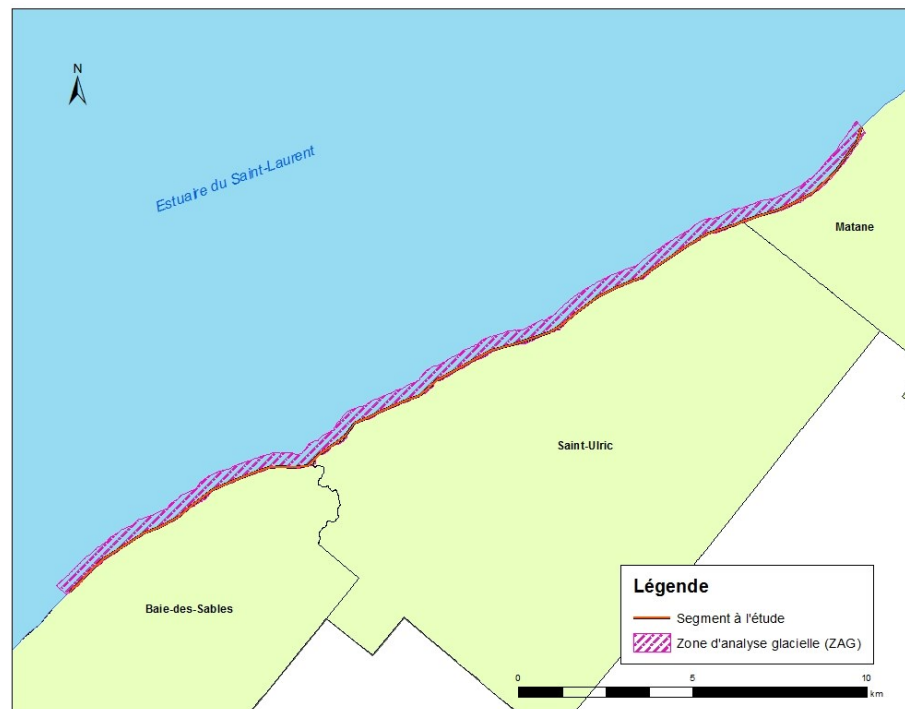


Figure 19 : Emprise de la zone d'analyse des glaces

L'évolution des dates d'engel (formation de la glace de mer), des dates de dégel (réapparition des eaux libres) et de la durée des saisons glacielles ont été explorées pour les saisons 1968-1969 à 2008-2009. Cette période d'investigation est conditionnée par les disponibilités des données du SCG en continu.

CHAPITRE 3

RÉSULTATS ET DISCUSSION

3.1. ÉVALUATION DU BILAN SÉDIMENTAIRE

N.B. Pour des fins de simplification, les données produites à partir des photographies 1985 et 1986 sont nommées dans le présent document 1985.

3.1.1. Comparaison des largeurs de plage moyennes

Les résultats de l'analyse de la largeur de plage des séries de photographies étudiées indiquent que leurs moyennes se situent entre 20,2 et 24,8 m. La figure 20 permet d'observer que les largeurs moyennes et minimums évoluent peu dans le temps, mais que les largeurs maximales varient davantage. Le tableau 4 précise les statistiques descriptives, comme le nombre de valeurs calculées (N), les écarts-types qui varient entre 4,95 et 8,84 m ainsi que les quartiles et la médiane.

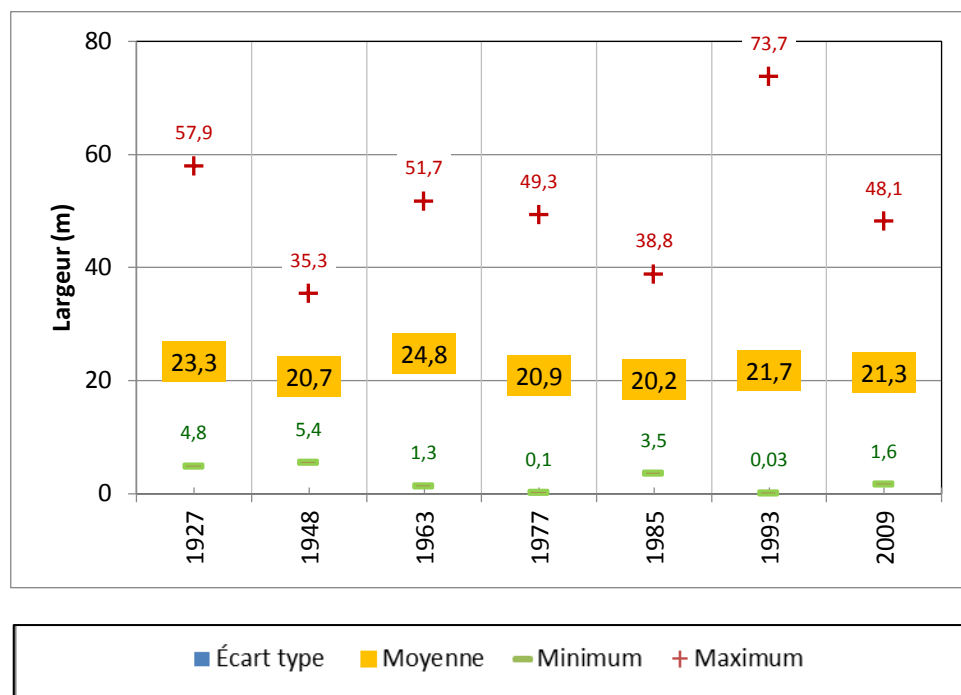


Figure 20 : Évolution de la largeur de plage

Tableau 4 : Statistiques descriptives des données de largeur de plage selon les années (m)

Année	N	Moyenne	Écart-type	Minimum	Maximum	Rang moyen	Percentiles		
							25e	50e (Médiane)	75e
1927	1275	23,29	7,82	4,79	57,89	4658,42	18,00	20,90	26,33
1948	1219	20,70	4,95	5,35	35,27	4091,17	17,30	20,67	23,92
1963	1330	24,79	8,84	1,25	51,71	5149,40	18,71	23,11	28,79
1977	1013	20,86	6,97	0,13	49,27	4025,17	16,92	19,75	24,92
1985	1188	20,20	6,91	3,53	38,76	3723,51	15,31	18,93	24,94
1993	1332	21,65	7,02	0,03	73,68	4351,75	17,45	21,32	24,94
2009	1295	21,33	7,40	1,62	48,06	4138,99	16,58	20,42	24,87

Validation statistique

Afin de valider si la largeur de plage était statistiquement différente d'une année à l'autre, des tests de Kolmogorov-Smirnov et de Shapiro Wilk ont été menés dans le but de vérifier la normalité des distributions des valeurs de largeur de plage, soit un critère nécessaire à l'application de tests paramétriques. Ces tests ont révélé que seules les données de largeur de plage de 1948 adoptaient une distribution normale¹⁰ (Largeur 1948 (KS (1219)=0,018, $p=0,200$ et SW(1219)=0,998, $p=0,128$). Les largeurs calculées sur les autres séries d'images ne présentent pas de distribution normale ($p < 0,05$) selon les résultats de l'un ou l'autre des tests réalisés (tableau 5). Puisque la normalité des distributions ne pouvait être rencontrée pour la majeure partie des séries de données, le test non paramétrique de Kruskal Wallis (H) a été pratiqué. Ce test statistique permet de déterminer si les médianes des 7 années étudiées étaient statistiquement différentes en se basant sur le rang des valeurs étudiées. Les rangs moyens sont d'ailleurs aussi présentés au tableau 4. Les résultats de cette première comparaison ont montré une différence significative ($p < 0,05$) entre les largeurs des 7 années étudiées ainsi observées ($H(6) = 269,11$, $p = 0,000$).

¹⁰ Hypothèse nulle : La distribution des données de largeur de plage (LARG) sont normales pour chaque année étudiée. Par conséquent la distribution est normale lorsque ($p < 0,05$)

Tableau 5 : Résultat de test statistique de normalité Kolmogorov-Smirnov et de Shapiro Wilk

Année	Kolmogorov-Smirnov*			Shapiro-Wilk		
	Test statistique	Degré de liberté	Seuil observé (p-value)	Test statistique	Degré de liberté	Seuil observé (p-value)
1927	0,126	1 275	0,000	0,901	1 275	0,000
1948	0,018	1 219	0,200*	0,998	1 219	0,128
1963	0,094	1 330	0,000	0,951	1 330	0,000
1977	0,081	1 013	0,000	0,982	1 013	0,000
1985	0,076	1 188	0,000	0,976	1 188	0,000
1993	0,084	1 332	0,000	0,841	1 332	0,000
2009	0,076	1 295	0,000	0,968	1 295	0,000

* Test de Kolmogorov-Smirnov avec correction de Lilliefors

Afin de cibler à quelle période ces différences étaient associées, d'autres tests de Kurskal Wallis ont été appliqués à chaque paire d'années. Le tableau 6 résume les résultats obtenus. On remarque que la largeur des plages est significativement différente ($p < 0,05$) entre la plupart des périodes (A1-A2) étudiées. Toutefois, ces tests n'ont pu valider cette différence significative entre les largeurs des années 1948 et 1977, 1948 et 2009 ainsi qu'entre 1977 et 2009 (valeur en gras au tableau 6), respectivement.

La comparaison des moyennes des largeurs de plage nous permet de conclure que la largeur des plages est généralement différente d'une série de photographies à l'autre. Toutefois, les écarts observés entre les moyennes étant sous le seuil de la marge d'erreur (5 m) liée à la numérisation (5 m) et l'absence de différence significative entre les largeurs de 1948-1977, 1948-2009 et 1977-2009 laissent croire que l'évolution du milieu étudié n'est que peu importante au cours de la période 1927-2009. D'ailleurs, ces résultats corroborent ceux obtenus par l'analyse de l'évolution du trait de côte à partir des données de Marie *et coll.* (2014) où le taux de migration historique moyen (1938-2012) était de 0,04 m/an pour le segment étudié.

3.1.2. Appréciation spatiale de la largeur de plage

Afin de repérer spatialement les changements de largeur de plage observés, les différentes mesures ont été classifiées, en fonction de la largeur des plages, afin de représenter les divers paysages littoraux rencontrés puis cartographiés. La figure 21 permet d'apprécier visuellement leur évolution. La classification appliquée est basée sur les valeurs arrondies des seuils naturels (*natural break*) ainsi que sur une évaluation arbitraire des visant à identifier les zones problématiques, par exemple, les plages étroites susceptibles de se trouver devant les structures de protection. On remarque que les plages les plus larges (>30 m) se situent principalement dans le secteur de la baie de Matane-sur-Mer. On observe également entre ce secteur et le village de Saint-Ulric, une alternance entre ces larges plages (>30 m) et les plages de largeur moyenne (20 à 30 m). Les plages de largeur moyenne sont aussi très présentes le long du tronçon entre le village de Baie-des-Sables et l'embouchure de la rivière Tartigou, bien qu'on y retrouve une plus grande proportion de plages étroites (10 à 20 m) et quelques petits segments où les plages sont très étroites (5 à 10 m) ou quasi absentes (0 à 5 m). Finalement, le tronçon central de la zone d'étude, entre l'embouchure de la rivière Tartigou et le village de Saint-Ulric, présente des plages de largeurs variables, mais où les plages étroites semblent toutefois majoritaires.

Tableau 6 : Résultat des tests de Kruskal Wallis sur la largeur de plage de chaque paire d'années étudiées

Rang moyen (A2)↓	Rang moyen (A1) →	1927	1948	1963	1977	1985	1993
1948	A1	1325,82					
	A2	1165,59					
	X2	30,855					
	Ddl	1					
	p	0,000					
1963	A1	1223,98	1103,97				
	A2	1378,75	1431,75				
	X2	27,562	126,162				
	Ddl	1	1				
	p	0,000	0,000				
1977	A1	1220,09	1128,06	1300,38			
	A2	1049,36	1102,58	1003,45			
	X2	37,705	0,865	110,771			
	Ddl	1	1	1			
	p	0,000	0,352	0,000			
1985	A1	1365,38	1259,97	1443,37	1146,21		
	A2	v	1146,57	1053,65	1062,45		
	X2	92,987	16,018	180,301	9,497		
	Ddl	1	1	1	1		
	p	0,000	0,000	0,000	0,020		
1993	A1	1349,43	1230,05	1461,62	1122,09	1165,64	
	A2	1260,51	1318,05	1201,58	1211,72	1345,11	
	X2	9,092	9,084	76,179	10,081	38,202	
	Ddl	1	1	1	1	1	
	p	0,003	0,003	0,000	0,001	0,000	
2009	A1	1363,71	1253,53	1461,04	1136,48	1178,84	1347,29
	A2	1208,50	1261,24	1160,96	1168,59	1299,94	1279,76
	X2	28,110	0,071	102,853	1,320	17,679	5,206
	Ddl	1	1	1	1	1	1
	p	0,000	0,790	0,000	0,251	000	0,023

A1 : Rang moyen de l'année de la ligne du haut

A2 : Rang moyen de l'année de la colonne de gauche

X² : Chi deux

Ddl : Degré de liberté

p. : Valeur significative (0,05)

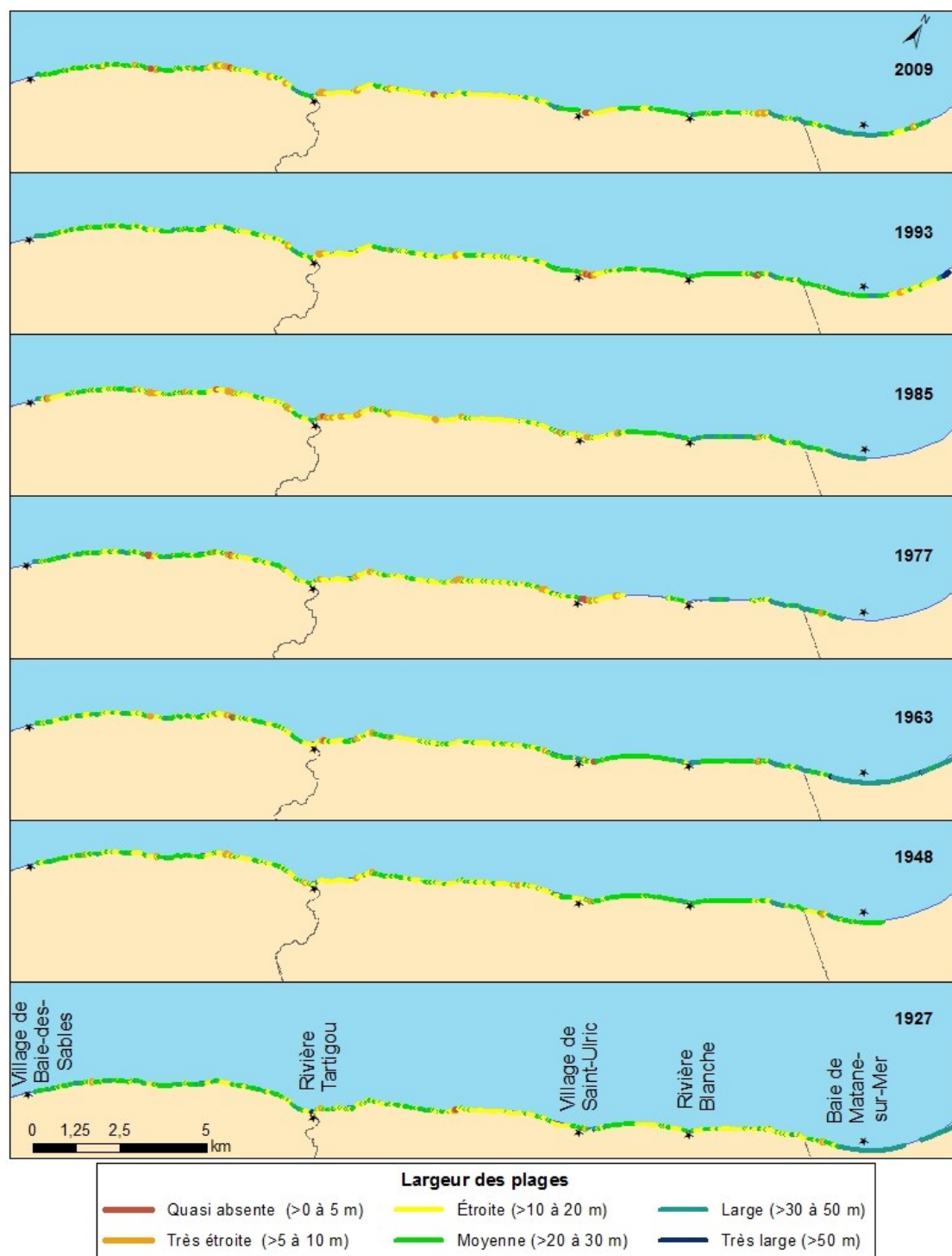


Figure 21 : Classification des largeurs de plage

La compilation des profils mesurés par classe de largeur, présentée sur la figure 22, permet d'observer que la tendance des plages quasi absentes, très étroites et étroites (< 20 m) semble augmenter au fil du temps. Les plages moyennes et larges (≥ 20 et < 50 m) semblent plutôt diminuer. La tendance à l'augmentation des plages inférieures à 20 m est toutefois jugée plus crédible, en raison des r^2 plus élevés (0,304, 0,4812 et 0,1046), que la tendance à la diminution des plages supérieures à 20 m dont les r^2 sont plus faibles (0,0015 et 0,0499).

Il faut mentionner que les plages très larges (> 50 m) n'ont pas été considérées ici puisque le 2/3 de celles-ci sont associées à des profils mesurés uniquement sur les images de 1993. En outre, il faut tenir compte du fait que le nombre de profils mesurés (N) est plus faible pour les plages quasi absentes et très étroites en raison des contraintes de numérisation, ce qui pourrait influencer l'interprétation de ces tendances.

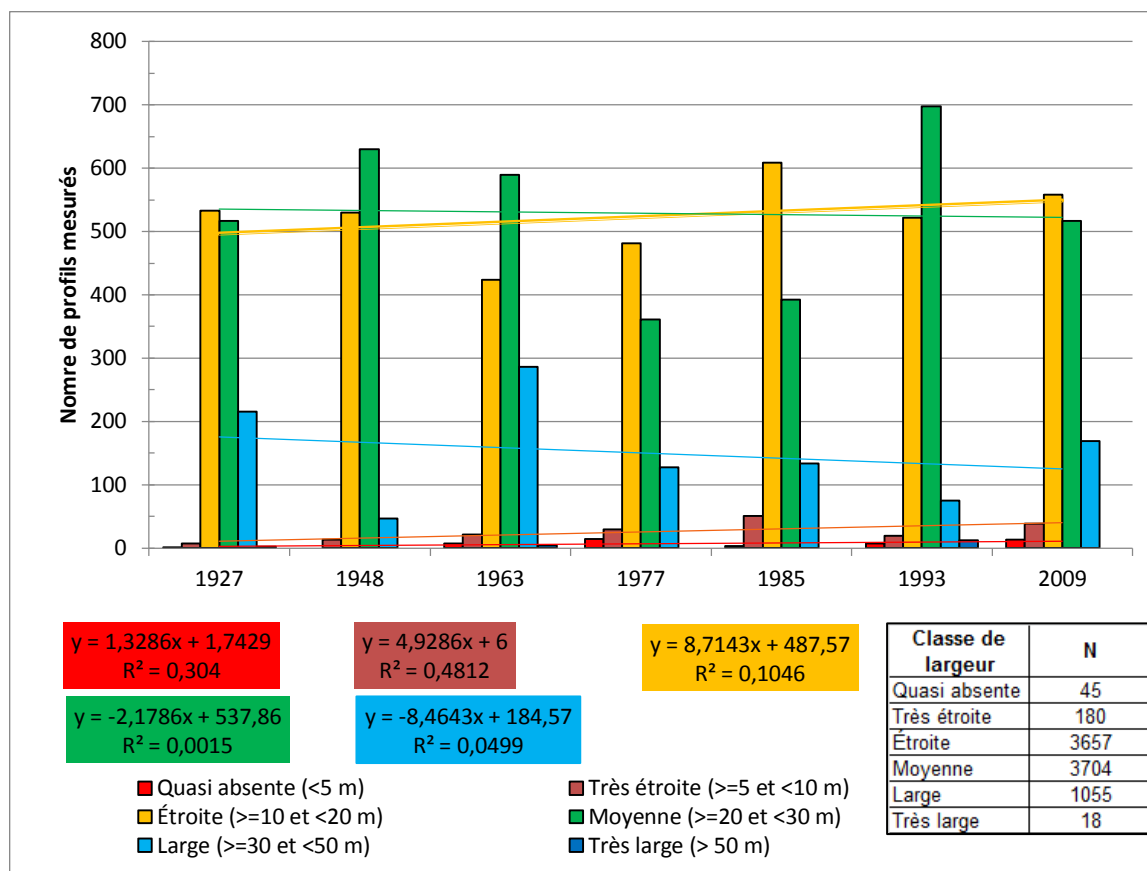


Figure 22 : Compilation des profils mesurés en fonction de la classe de largeur de plage

3.1.3. Analyses de la variation inter période de la largeur de plage

La comparaison des largeurs de plage implique un certain biais lié au fait que la variation d'une année à l'autre n'est pas nécessairement calculées sur les mêmes profils. En effet, les contraintes de numérisation de la ligne de rivage et de la flexure ont fait en sorte que la largeur des plages peut-être mesurée à l'endroit d'un profil « x » une année, mais ne peut l'être pour l'année suivante étudiée. Pour cette raison, les variations qu'il a été possible de calculer sur 2 années étudiées consécutives ont plutôt été comparées.

L'analyse des variations de largeur de plage, présentée au tableau 7, montre que la moyenne de celles-ci varie entre -2,06 et 1,83 m selon les différentes périodes. Ces moyennes sont toutefois le fruit de variations négatives (rétrécissements) et positives

(élargissements) dont les valeurs maximales varient respectivement entre -17,34 à -38,73 m et entre 15,66 et 25,19 m. Les écarts-types, qui ne dépassent pas les 6,52 m, indiquent que ces valeurs maximales sont plutôt associées à des valeurs extrêmes. Dans le même ordre d'idées, la considération des médianes (entre -2,17 et 1,35 m) ainsi que les percentiles montrent aussi que les variations de largeurs de plage sont rarement supérieures à 10 m ce qui est bien peu, surtout si l'on considère la marge d'erreur liée à la numérisation qui est de 5 m. Néanmoins, ces variations, surtout les plus importantes, témoignent de la présence de processus favorables au déplacement de sédiments qui pourrait s'opérer latéralement le long de la côte ou transversalement, soit vers le large.

Tableau 7 : Statistiques descriptives de variation de la largeur de plage (m)

Période	N	Moy.	Écart type	Min.	Max.	Percentiles						
						5e	10e	30e	Médiane	70e	90e	95e
1927-1948	859	0,18	6,08	-38,73	18,70	-8,68	-7,11	-3,03	0,03	3,14	7,78	10,15
1948-1963	872	1,83	5,20	-17,42	23,27	-5,84	-3,34	-0,58	1,35	3,32	7,26	13,20
1963-1977	744	-1,14	6,52	-26,10	20,93	-11,64	-8,91	-3,77	-0,47	1,97	6,61	8,80
1977-1985	744	-2,06	5,14	-23,77	15,66	-10,68	-8,07	-4,33	-2,17	0,07	4,01	6,79
1985-1993	882	0,90	5,74	-17,34	25,19	-9,32	-6,61	-1,37	1,27	3,43	6,98	9,98
1993-2009	884	-0,77	5,23	-30,35	24,45	-7,97	-5,30	-2,62	-0,96	1,14	4,39	6,91

Les variations ont été classifiées pour départager les élargissements et les rétrécissements de la plage supérieure à 5 m ainsi que les variations considérées de moindre importance (<5 m). La cartographie de cette analyse, présentée à la figure 23, permet d'identifier les secteurs où les largeurs de la plage sont les plus dynamiques.

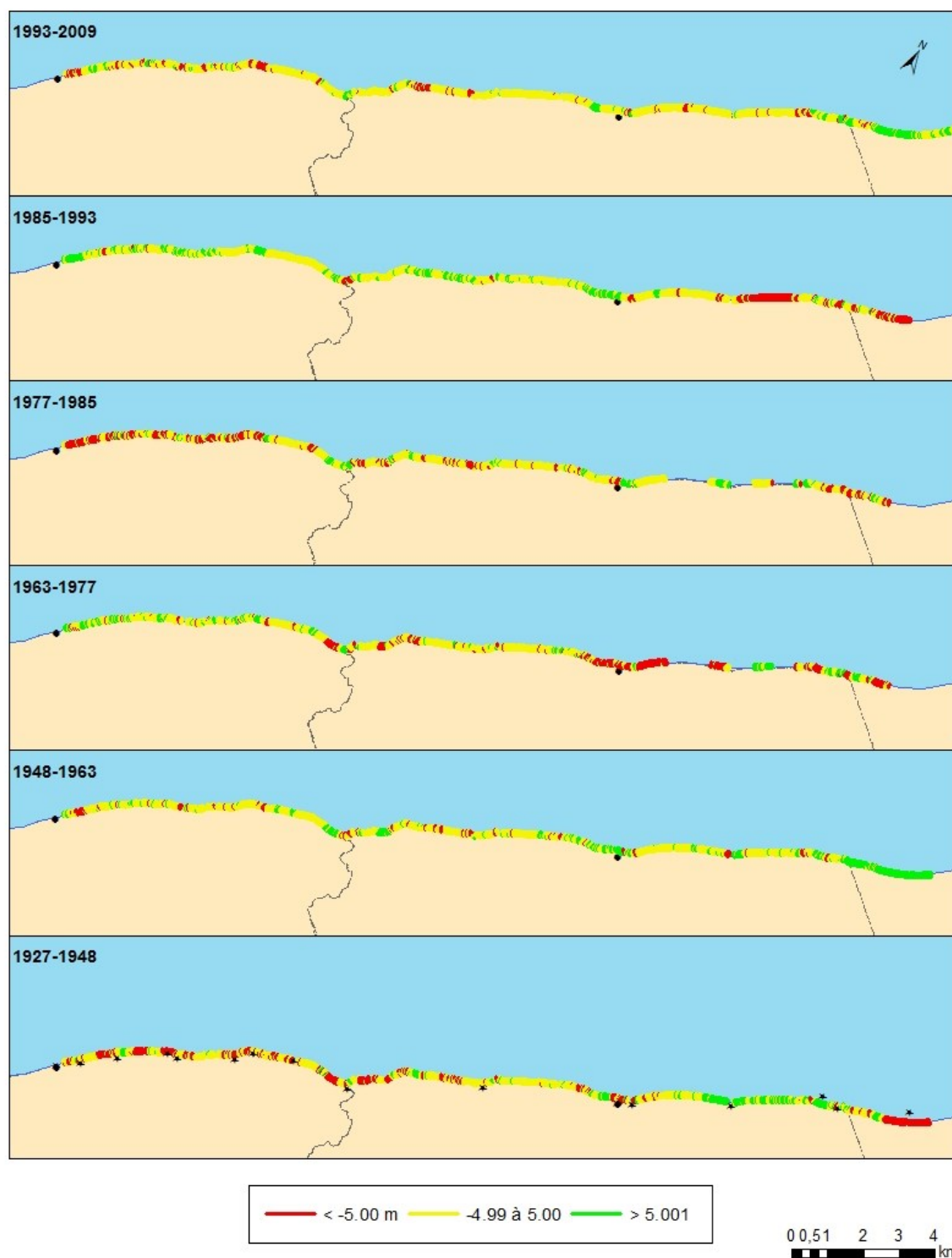


Figure 23 : Variation de la largeur de plage

On peut alors constater que le secteur de la baie de Matane-sur-Mer était plutôt sujet au rétrécissement au cours des périodes 1927-1948 et 1985-1993 et, dans une moindre mesure, au cours des périodes 1963-1977 et 1977-1985. À l'inverse, ce secteur était plutôt sujet à l'élargissement entre 1948 et 1963 ainsi qu'entre 1993 et 2009. Certains secteurs semblent avoir rétréci, principalement au cours d'une certaine période : comme le secteur du village de Saint-Ulric entre 1963 et 1977, le segment entre le village de Baie-des-Sable et l'embouchure de la rivière Tartigou ou celui directement à l'est de la petite rivière Blanche entre 1985 et 1993. Ces mêmes secteurs ont par la suite montré des tendances plutôt stables ou même à l'élargissement. Cette alternance entre l'élargissement et le rétrécissement de la largeur de plage pour un même secteur montre un certain dynamisme des tendances sédimentaires dans la zone d'étude.

En somme, la variabilité tant spatiale que temporelle de l'élargissement et du rétrécissement des plages implique que la stabilité du bilan sédimentaire observée pourrait être liée au déplacement des processus d'érosion et de sédimentation dans une même cellule hydrosédimentaire et non pas à une absence de processus ou à leur peu d'efficacité. Ainsi, on ne peut ici expliquer la recrudescence des événements ayant engendré des dommages sur les zones côtières par un déficit sédimentaire généralisé à l'ensemble de la zone d'étude. Toutefois, l'occurrence de dommages à des endroits où les processus hydrodynamiques n'avaient jusqu'à maintenant encore jamais créé de dommages pourrait s'expliquer par la mobilité des processus qui engendrent des rétrécissements de la plage pour un endroit donné, soit le développement de petits déficits sédimentaires plus ou moins temporaires et localisés.

La comparaison de l'évolution des variations de largeur de plage (figure 23) avec les taux de migration historiques (figure 24) des données de Marie *et coll.* (2014) montrent que l'ensemble du secteur à l'étude est plutôt dynamique avec des déplacements du trait de côte et des variations de la largeur de plage tantôt positives ou tantôt négatives et qui traduisent, au final, un bilan sédimentaire stable. Toutefois, l'inversion des tendances à l'érosion ou à l'accrétion au fil du temps signifie que ce milieu est plutôt résilient et que les épisodes de recul du trait de côte et de diminution de la largeur de plage, liés principalement aux

événements de tempête, sont généralement compensés par une reprise naturelle de l'équilibre sédimentaire.

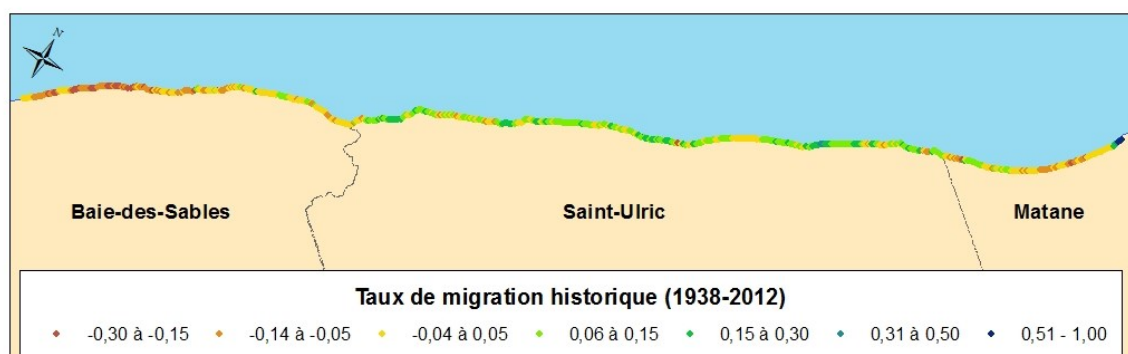


Figure 24 : Taux de migration historique (1938-2012) en mètres issus de l'analyse des données géospatiales de Marie *et coll.* (2014)

3.2. ÉVALUATION DE L'INFLUENCE DES STRUCTURES DE PROTECTION

Afin de vérifier si les structures de protection avaient un effet localisé sur le bilan sédimentaire des plages, les largeurs mesurées devant les segments de côtes protégées ont été comparées à celles devant les côtes naturelles. Toutefois, puisque les structures de protection ont été repérées lors de l'exercice de photo-interprétation, la qualité des photographies a potentiellement induit un certain biais quant à l'interprétation de la présence ou non de ces structures. D'ailleurs, les mesures de plages de l'année 1948 ont été retirées de cette analyse puisqu'aucune structure de protection n'a pu être identifiée sur cette série de photographies.

La comparaison de la largeur de plage devant les côtes protégées vs devant les côtes naturelles a été réalisée. La moyenne des largeurs des deux types de côtes, protégées et naturelles, a été évaluée pour chaque année correspondante aux séries de photographies étudiées. La figure 25 permet de les comparer. On observe que la largeur moyenne des plages situées devant les côtes protégées est plus souvent inférieure à celle des plages

devant les côtes naturelles, sauf sur les photographies de 1963 et 2009. Les écarts sont toutefois assez faibles, sauf pour 1977.

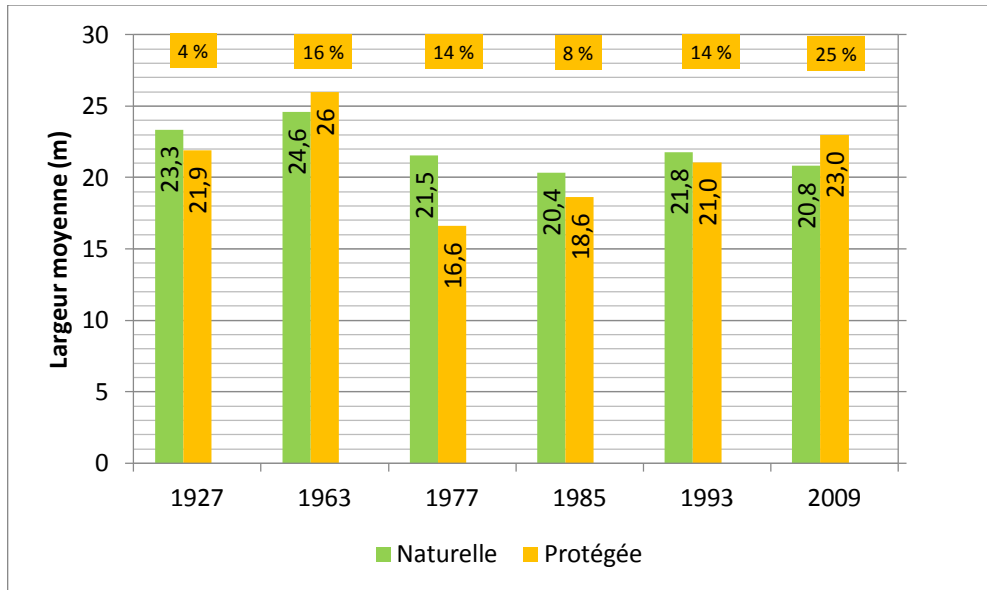


Figure 25 : Largeur moyenne des plages en fonction de la protection de la côte et pourcentage de côte artificialisée

Validation statistique

Un test de Kruskal Wallis (H) a été appliqué afin de vérifier si ces largeurs de plage étaient significativement différentes ($p < 0.05$) selon le type de côte. Les résultats obtenus et présentés dans la colonne Chi deux du tableau 8, montrent qu'effectivement, la largeur diffère selon le type de côte devant lesquelles sont situées les plages. Ainsi, comme le montrait la figure 25, les plages situées devant les côtes protégées sont significativement plus étroites en 1927, 1977, 1985 et 1993 alors qu'en 1963 et 2009 ce sont plutôt devant les côtes naturelles que les plages sont les moins larges.

Tableau 8 : Résultats des tests de Kruskal Wallis appliqués à la largeur de plage devant les côtes naturelles et protégées

Année	Chi deux	Degré de liberté	Seuil observé (valeur-p)
1927	5,826	1	0,016
1963	10,217	1	0,001
1977	60,899	1	0
1985	5,085	1	0,024
1993	28,116	1	0
2009	12,89	1	0

L'hypothèse du déficit sédimentaire localisé devant les structures de protection semble ici confirmée pour la majeure partie de la période d'étude. Toutefois, a faible différence de largeur observée entre les plages protégées et naturelles indique que ces résultats doivent être interprétés avec modération, et ce malgré les conclusions des tests statistiques. Aussi, remarquons qu'au cours de la dernière décennie, ce sont plutôt les plages devant les côtes naturelles qui étaient les plus étroites, ce qui infirme que la présence de structures de protection puisse ici expliquer la hausse de sinistres côtiers entre 2001 et 2010.

3.3. ÉVALUATION DE L'INFLUENCE DE L'ÉVOLUTION DES PARAMÈTRES MÉTÉO-MARINS

L'augmentation des sinistres côtiers pourrait également s'expliquer par la modification des paramètres météo-marins. Ces modifications peuvent être associées :

- à un changement de la fréquence des événements;
- à la variation des niveaux d'eau atteints, qui résulte lui :
 - du niveau hydrographique qui correspond au niveau prédit + surcote et
 - de la hauteur du runup;
- à des changements des paramètres météorologiques tels que :
 - le vent, qui influence la hauteur des vagues qui atteignent la côte et
 - la pression atmosphérique, qui influence le niveau d'eau hydrographique en amplifiant ou non l'élévation de surcote.

Une augmentation de la fréquence ou de l'intensité des tempêtes est susceptible d'influencer le bilan sédimentaire. D'une part, l'agitation marine qui en résulte favorise le déplacement des sédiments et, potentiellement, leur sortie du système sédimentaire. D'autre part, l'action des vagues peut modifier la morphologie des côtes ou de l'estran et, par conséquent influencer l'incidence ou l'énergie des vagues lors de leur propagation. Par exemple, un épisode d'érosion côtière pourrait remettre en circulation le matériel terrestre érodé. Différents processus hydrodynamiques seraient ensuite susceptibles de favoriser la formation de barres d'avant-côte qui pourraient entraîner la diffraction de vagues et d'ainsi modifier la morphogenèse de la côte. Notez qu'il s'agit ici d'un scénario possible, mais que ceci ne peut pour le moment être validé sur la zone d'étude.

3.3.1. Analyse des événements météo-marins, répertoriés dans les archives, ayant engendré des dommages côtiers

Au total, l'analyse des archives a permis de retracer 65 événements susceptibles d'avoir causé des dommages sur la côte du segment étudié entre 1901 et 2010. Bien que le nombre d'événements pour le secteur étudié pour les périodes 1951-1960 et 2001-2010, on en observe tout de même un nombre plus élevé pour la dernière décennie par rapport aux 40 années précédentes (figure 26). Ce constat corrobore celui de (Bernatchez *et coll.*, 2012) sur la hausse des événements météo-marins répertoriés dans les archives ayant causé des dommages sur les côtes du Québec maritime.

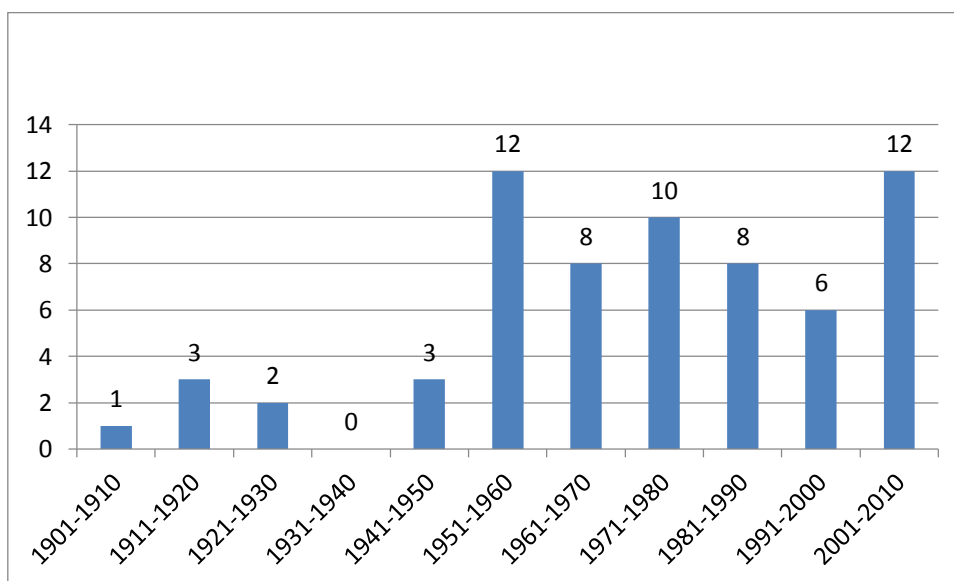


Figure 26 : Nombre d'événements météo-marins parus dans les archives par décennie

La majeure partie de ces événements se produit durant les mois d'automne¹¹ (42 %) et d'hiver¹² (34 %) (figure 27). Cependant, la répartition saisonnière par décennie présentée à la figure 28 permet de constater que les événements automnaux sont beaucoup plus fréquents pour la période 2001-2010. Les événements hivernaux sont aussi très fréquents et

¹¹ Mois d'automne au sens climatologique : septembre, octobre et novembre.

¹² Mois d'hiver au sens climatologique : décembre, janvier et février.

exclusivement concentrés au mois de décembre alors que ceux printaniers et estivaux sont complètement absents pour cette dernière décennie. Il semble alors que les dommages côtiers surviennent maintenant entre les mois d'octobre et décembre plutôt que d'être répartis principalement sur les mois de septembre à mai comme par le passé. Ceci implique que, non seulement le nombre d'événements pour la décennie 2001-2010 est élevé, mais que tous ces événements se sont produits durant des périodes où le pied de glace protecteur des côtes était absent. On peut alors déduire que les tempêtes de la dernière décennie avaient un potentiel plus élevé de causer des dommages sur les côtes de par le moment de l'année où elles sont survenues. On peut aussi déduire qu'il semble il y avoir un changement dans le patron saisonnier de la fréquence des tempêtes. On peut également penser que lors de certains des événements survenus au cours des mois de décembre, les vagues ont pu être chargées de glaçons flottants, conférant aux vagues un pouvoir plus érosif lorsqu'elles frappent les côtes.

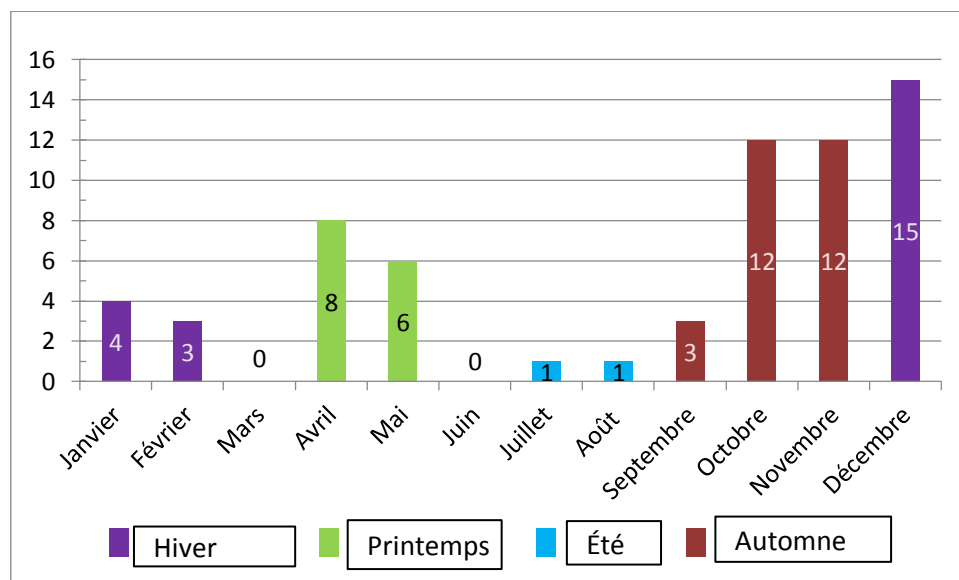


Figure 27 : Répartition saisonnière des événements répertoriés

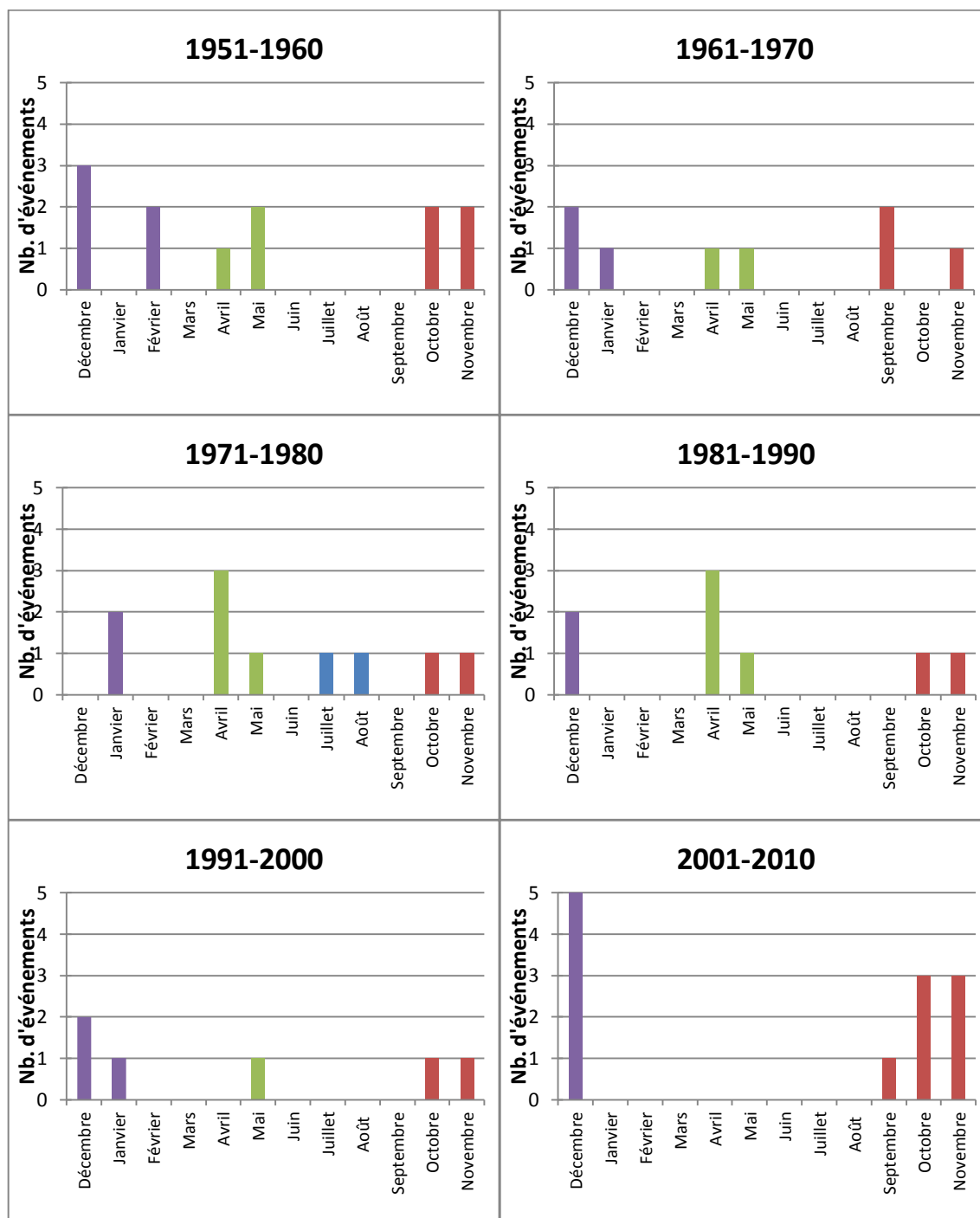


Figure 28 : Répartition saisonnière et mensuelle des événements météo-marins répertoriés par décennie;

Orange = automne; vert = printemps; mauve = hiver et bleu = été

3.3.2. Analyse des niveaux hydrographiques et des surcotes observés lors des événements

Lors des 55 événements où le niveau hydrographique a pu être observé aux marégraphes de Pointe-au-Père et Rimouski entre 1906 et 2009, les niveaux maximaux variaient entre 3,91 et 5,47 m au-dessus du zéro marégraphique avec une médiane de 4,6 m. Le niveau des pleines mers supérieurs de grandes marées (PMSGM) est de 4,8 m. Le niveau des PMSGM a été atteint ou dépassé lors de 18 événements (33 %) à cette station marégraphique. La figure 29 permet d'observer que les surcotes sont généralement la cause du dépassement du niveau des PMSGM.

Les surcotes des événements analysés varient entre 0,17 et 1,27 m (figure 29), dont la majorité (53 %) était de 0,5 m ou moins. Les surcotes étaient de plus de 0,5 m pour 29 % des événements, alors que 11 % de ceux-ci étaient caractérisés par des surcotes de plus de 0,75 m et seulement 7 % par celles de plus de 1 m.

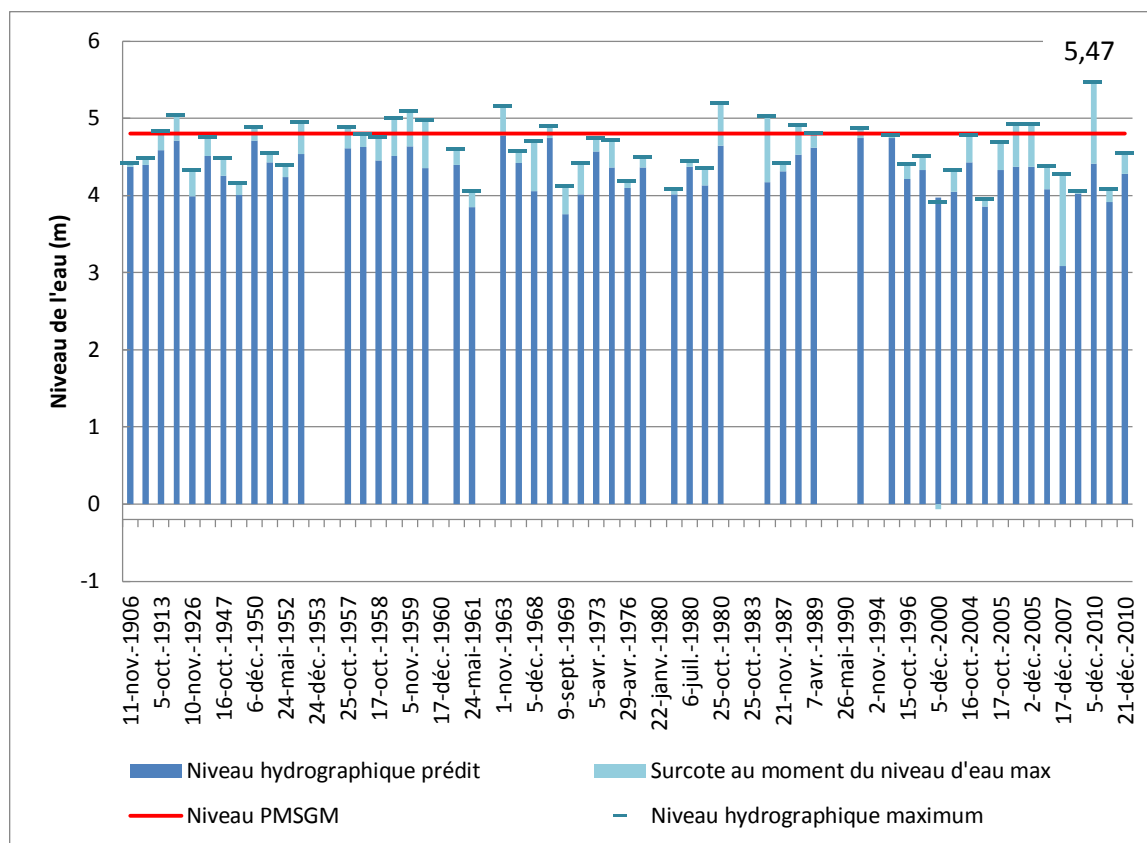


Figure 29 : Niveau hydrographique maximum atteint lors des événements répertoriés

L'analyse de l'évolution des niveaux d'eau prédits et observés montre qu'il semble y avoir une légère tendance à la hausse du nombre d'heures de surcote $>0,5$, $>0,75$ et >1 m pour la période de 1901 à 2010. Toutefois, les faibles r^2 montrent que ces tendances sont peu significatives (figure 30).

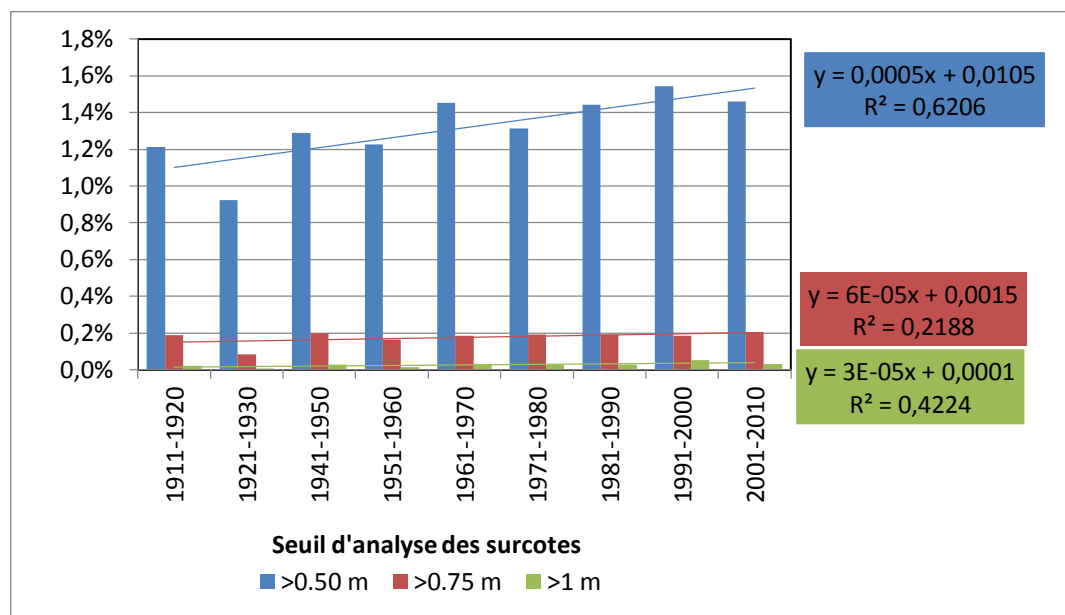


Figure 30 : Proportion du nombre d'heures de surcote selon les seuils >0,50, >0,75 et >1 m par rapport au nombre total d'heures de surcote par décennie*

* La décennie 1931-1940 a été retirée de cette analyse en raison du nombre très élevé de données manquantes (7 ans)

Par ailleurs, les surcotes les plus importantes ne se produisent pas nécessairement au moment du niveau d'eau maximal. En effet, au moment du niveau hydrographique maximal, les surcotes étaient supérieures à 0,5 m pour seulement 15 % des événements.

On observe aussi certains événements où les surcotes enregistrées étaient supérieures à 0,5 ou 0,75 m, mais où les niveaux maximaux atteints étaient très peu élevés, soit en deçà de 3,9 m. Le niveau d'eau lors de ces événements n'aurait théoriquement pas atteint le haut de plage, soit la cordon sableux. Toutefois, l'occurrence de forts vents peut avoir influencé le niveau concrètement atteint sur la côte puisque la hausse du niveau d'eau par le *runup* n'est pas considérée dans les données de niveau d'eau révélé par les marégraphes. En conséquence, les surcotes ne peuvent expliquer à elles seules l'ensemble des sinistres côtiers recensés.

3.3.3. Analyse de la pression atmosphérique

Les événements avec les surcotes les plus importants correspondent aux événements où la pression atmosphérique minimale a atteint des valeurs inférieures à 98,92 kaP, soit la moyenne des pressions minimales enregistrées durant les événements de surcote où ces données étaient disponibles pour la station de Mont-Joli. Cinquante pour cent des événements sont donc caractérisés par des pressions atmosphériques inférieures à cette moyenne.

En temps normal, de telles valeurs de basse pression sont plutôt exceptionnelles. Le nombre d'heures où la pression atmosphérique se situait sous cette moyenne de 98,92 kaP à la station de Mont-Joli représente 3,76 % de l'ensemble des valeurs enregistrées. La figure 31 montre que la fréquence de ces valeurs, considérées ici comme « basses pressions », semble avoir diminué à partir des années 1980 pour retrouver une fréquence semblable pour la décennie 2002-2010.

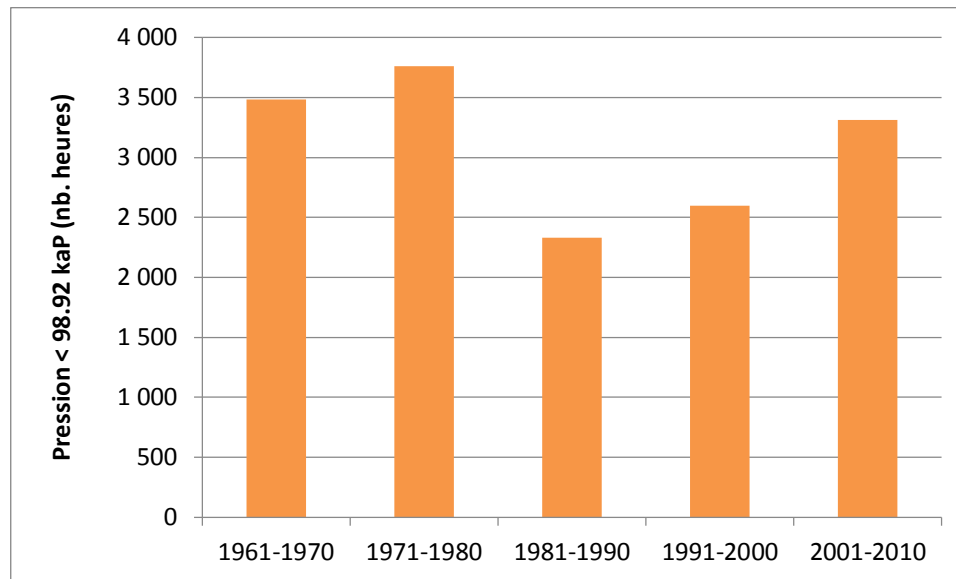


Figure 31 : Nombre d’heures où la pression atmosphérique était sous 98,92 kaP à la station de Mont-Joli

3.3.4. Analyse du climat de vagues durant les événements

Ainsi, il semble que la conjoncture des hauts niveaux marégraphique et de l’effet de surcote ne soit pas la principale cause des dommages engendrés. Selon Lambert *et coll.* (2015), les niveaux d’eau total au large seraient surtout influencés par l’addition de la hauteur des vagues. Au cours de 31 événements où elles ont pu être modélisées, soit entre 1980 et 2010 pour le point de grille sélectionné à Saint-Ulric, les vagues maximales de chacun des événements varient entre 0,05 et 2,92 m, avec une moyenne de 1,69 m. Pour la majorité de ces événements (61 %), les vagues maximales ont atteint une hauteur entre 1 et 2 m, alors qu’elles étaient inférieures à 1 m pour seulement 10 % des événements. Des vagues supérieures à 2 m ont été modélisées lors de 29 % des événements répertoriés. Les vagues de hauteur maximale lors des événements proviennent majoritairement des directions nord-est (39 %) et ouest (35 %) et dans une moindre mesure, du nord-ouest (19 %) et du nord (6 %) (figure 32a).

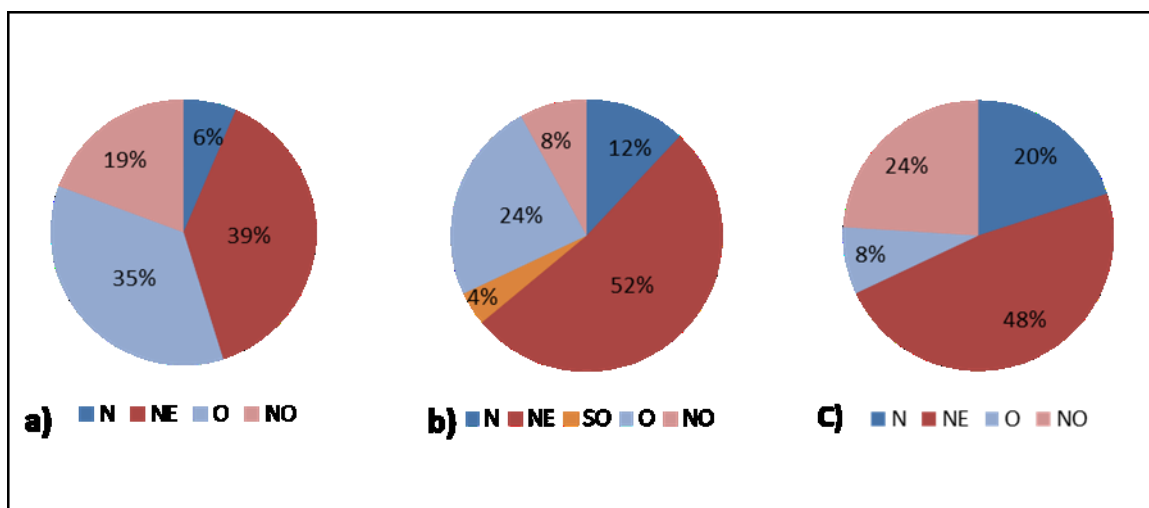


Figure 32 : Direction des vagues lors des événements répertoriés

a) lors de la hauteur significative maximale (Hs max.) b) au moment du niveau hydrographique maximum c) au moment du niveau d'eau total au large maximum

Toutefois, comme le montre les roses des vagues de chacun des événements répertoriés (annexe B), les vagues sont surtout de hauteurs inférieures à 1 m et proviennent majoritairement des directions ouest à nord-est.

Au moment du niveau hydrographique maximal, soit là où elles sont le plus susceptible d'atteindre les côtes, les vagues proviennent surtout du nord et du nord-est (total de 64 %) et, dans une moindre mesure, du cadran ouest (total de 36 %), comme nous le montre la figure 32b. Leur hauteur varie alors entre 0 et 2,42 m alors que la moyenne est de 0,8 m. La hauteur des vagues modélisées au moment du niveau d'eau total maximum varie entre 0 et 2,75 m et la hauteur médiane est de 1,33 m (figure 33). Celles-ci sont plus souvent de direction nord-est (48 %), mais également du nord (20 %), du nord-ouest (8 %) et de l'ouest (24 %) (figure 32c). On peut alors conclure que lors des événements répertoriés, les vagues provenaient de direction plutôt perpendiculaire à la côte et que ceci coïncidait également avec de haut niveau d'eau, ce qui permettait aux vagues de percuter la côte et ainsi d'engendrer les dommages rapportés dans les journaux de l'époque.

3.3.5. Analyse des niveaux d'eau total atteints

Par ailleurs, la combinaison du niveau hydrographique observé au marégraphe et de la hauteur des vagues donne une meilleure appréciation du niveau d'eau total au large (NETL). Variant entre 4,22 et 7,39 m, le NETL moyen est de 5,79 m pour les 25 événements où, à la fois, les données marégraphiques et les données de vagues étaient disponibles. On remarque ainsi que pour la majorité (88 %) des événements où ce calcul a été possible, les NETL maximaux étaient supérieurs au niveau des PMSGM (figure 33) alors que le niveau hydrographique observé au marégraphe (niveau prédit + surcote) expliquait seulement 38 % des dépassements de ce seuil (figure 29).

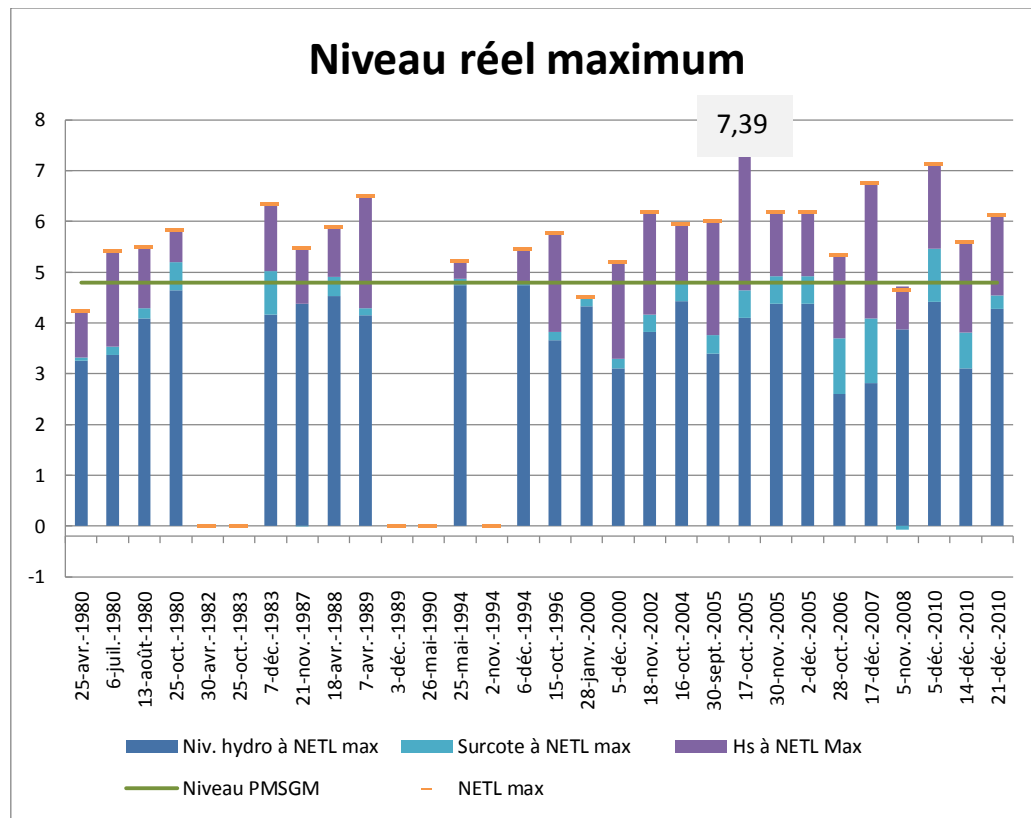


Figure 33 : Niveau de l'eau au moment du niveau d'eau total au large maximum entre 1980 et 2010

L'addition de la hauteur des vagues devient donc un élément important à considérer lorsque l'on tente d'expliquer la cause des dommages côtiers. D'ailleurs, l'analyse du NETL moyen au cours des trois dernières décennies montre une augmentation significative pour la période 2001-2010 (figure 34).

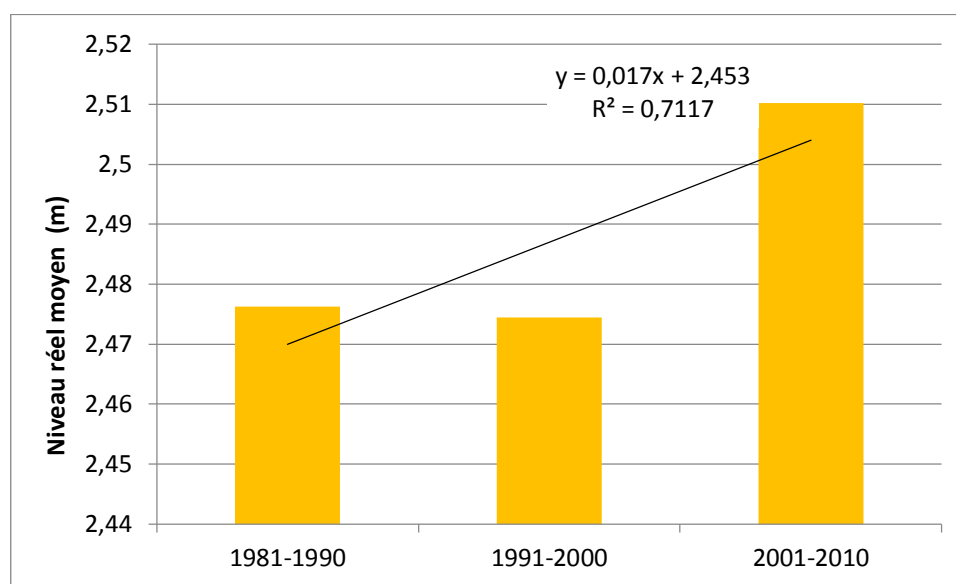


Figure 34 : Évolution du niveau d'eau total au large (NETL) moyen par décennie au point de grille de Saint-Ulric.

Toutefois, plusieurs sources de biais limitent l'utilisation du NETL ainsi calculé pour l'appliquer au niveau topographique de la zone d'étude et en faire un niveau de référence pour la gestion des zones côtières. Entre autres, la distance entre le site d'étude et les stations marégraphiques de référence (Pointe-au-Père et Rimouski), la transformation des hauteurs de vague susceptible de s'opérer lors de la progression des vagues vers la rive et leur atténuation en raison du large estran ainsi que l'absence de données sur la distance du jet de rive de ces vagues sont parmi les éléments qui expliquent cette limitation.

On peut mentionner que le moment des NETL maximaux coïncide peu souvent avec celui des valeurs maximales des paramètres météorologiques. Le tableau 9 présente la proportion des événements (31) où une conjoncture entre les valeurs maximales du niveau

d'eau total au large maximum et des conditions météorologiques existe à plus ou moins 2 h près.

Tableau 9 : Proportion des événements où le moment de la valeur max. = moment du niveau d'eau total au large ($\pm 2h$)

Paramètres météo-marins	Proportion %
Pression minimale	28
Surcote maximale	20
Vitesse de vent maximale	16

3.3.6. Analyse du régime des vents

Les événements de tempêtes sont généralement caractérisés, tant dans la littérature scientifique que dans la population générale, par la force des vents. Dans les publications consultées par Bernatchez *et coll.*, (2012), le seuil de vitesse minimal des vents de tempête est de 50 km/h. Tout comme Friesinger *et coll.* (2010), ces derniers ont mis en lumière plusieurs événements ayant causé des dommages sur les côtes du Québec maritimes qui se sont produits alors que les vents étaient inférieurs à ce seuil établi.

3.3.6.1. Les vents entre 1953 et 2012 à la station de Mont-Joli

Il semble que la vitesse moyenne des vents tend à diminuer légèrement depuis les années 1950 dans le Québec maritime (Friesinger *et coll.*, 2010). Il est, par conséquent, improbable que l'augmentation de la vitesse des vents explique la hausse récente de ces événements.

L'analyse des données de vents de la station de Mont-Joli montre également cette tendance à la diminution de leur vitesse (figure 35). De plus, non seulement la vitesse moyenne des vents a diminué depuis les années 1950, mais cette tendance se confirme aussi, sinon davantage, pour les occurrences de vents de vitesses supérieures, soit de 30, 40, 50, 60, 70 et 80 km/h (figure 36).

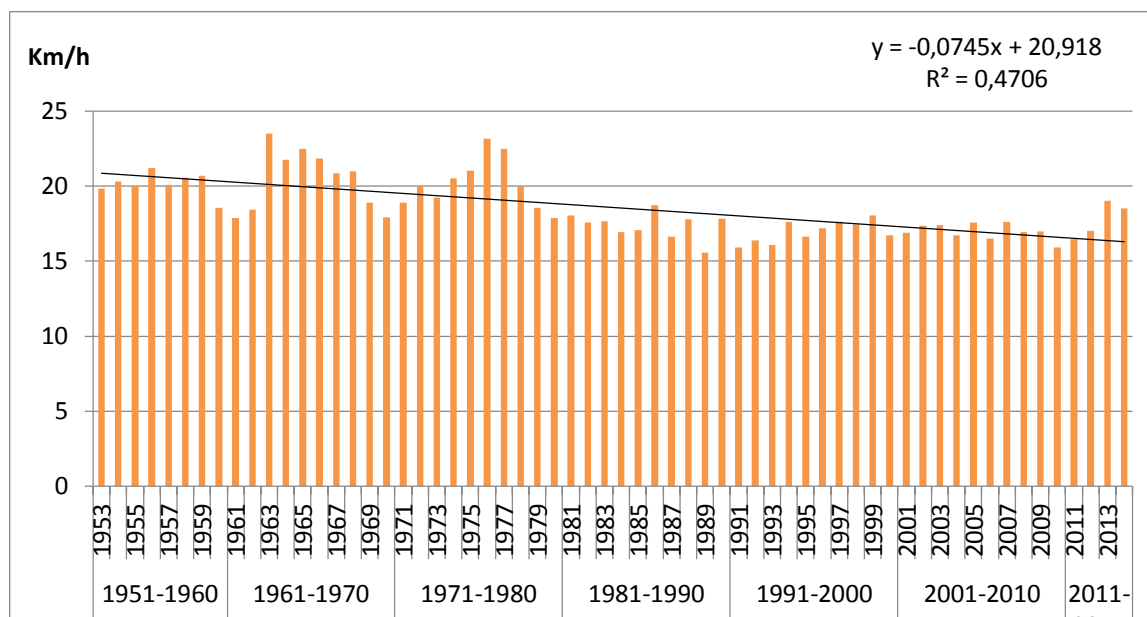


Figure 35 : Vitesse moyenne des vents par année à la station de Mont-Joli

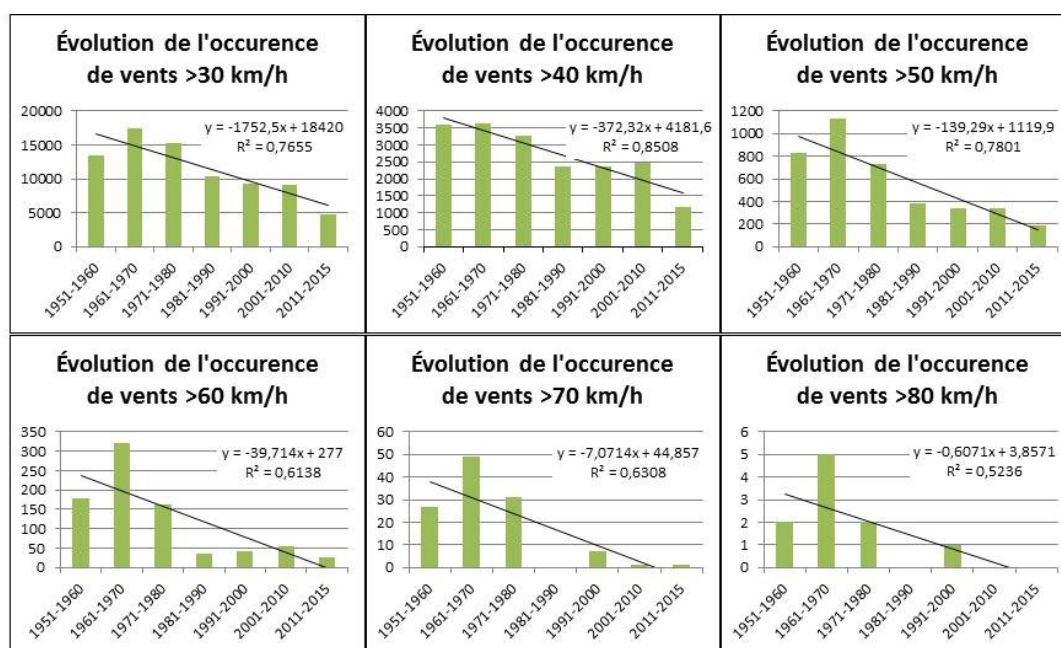


Figure 36 : Évolution de l'occurrence des vents en fonction de leur vitesse à la station de Mont-Joli

Les enregistrements de 1953 à 2012 montrent que les vents provenant du cadran sud à ouest représentent une proportion totale de 57 % des vents à la station de Mont-Joli, (figure 37).

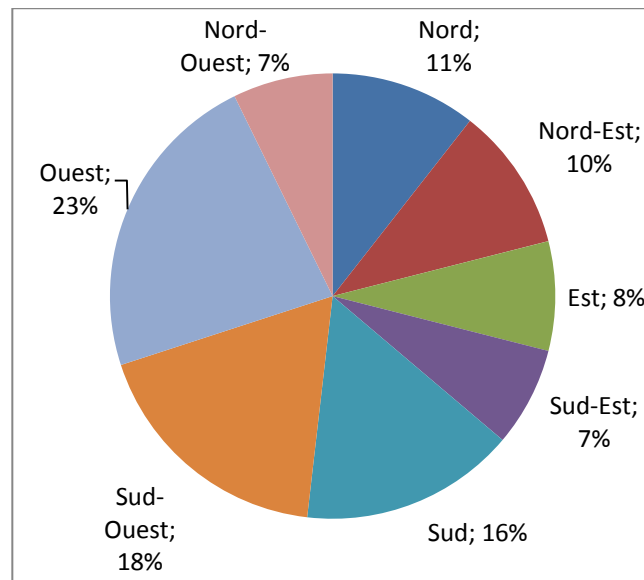


Figure 37 : Proportion (%) du nombre d'heures total des vents enregistrés par direction (1953-2012) à la station de Mont-Joli

Cependant, si on affine les proportions de ces enregistrements par décennie, on remarque, qu'à partir de 1971-1980, la proportion de vents provenant des directions cardinales, soit l'ouest, l'est, le sud et le nord, tend à diminuer au profit des directions inter-cardinales qui augmentent, soit le sud-ouest, le nord-ouest, le nord-est et le sud-est (figure 38). Il semble que cette rotation de la direction des vents se soit opérée entre les décennies 1961-1970 et 1971-1980 puisque la variation du nombre d'heures de vent semble plus stable pour toutes les directions à partir de la décennie 1971-1980.

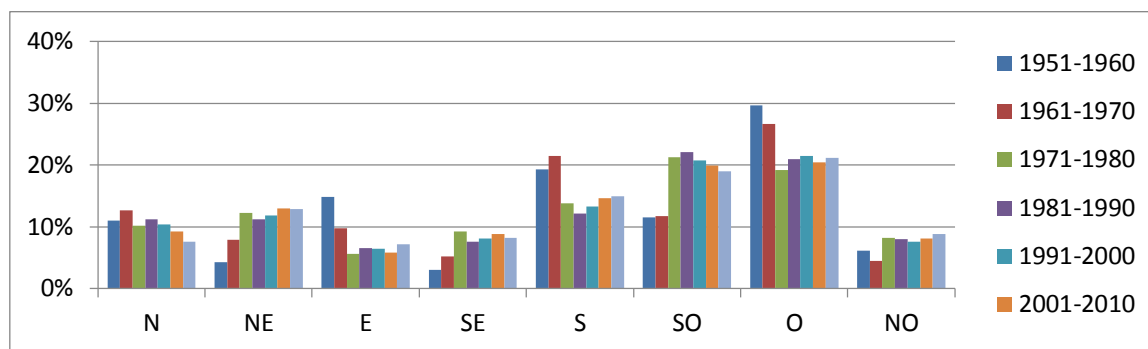


Figure 38 : Proportion de l'occurrence des vents par décennie selon leur direction à la station de Mont-Joli *

* Total d'heures de vent enregistrées : 544 553 h

Lorsque l'on réalise cette même analyse sur les vents de vitesse supérieure (>30 km/h), on constate, d'une part, que les vents les plus fréquents proviennent de l'ouest et que cette rotation des directions dans les années 1970 s'y applique également. Les graphiques de la figure 39 montrent que la diminution des vents d'ouest des années 1970 semble s'être effectuée surtout au profit des vents du nord-est. Aussi, on remarque que cette rotation de direction est aussi particulièrement marquée pour les vents de plus de 60 km/h. Il semble que ce changement de direction s'applique davantage aux vents forts qu'à ceux de vitesse inférieure.

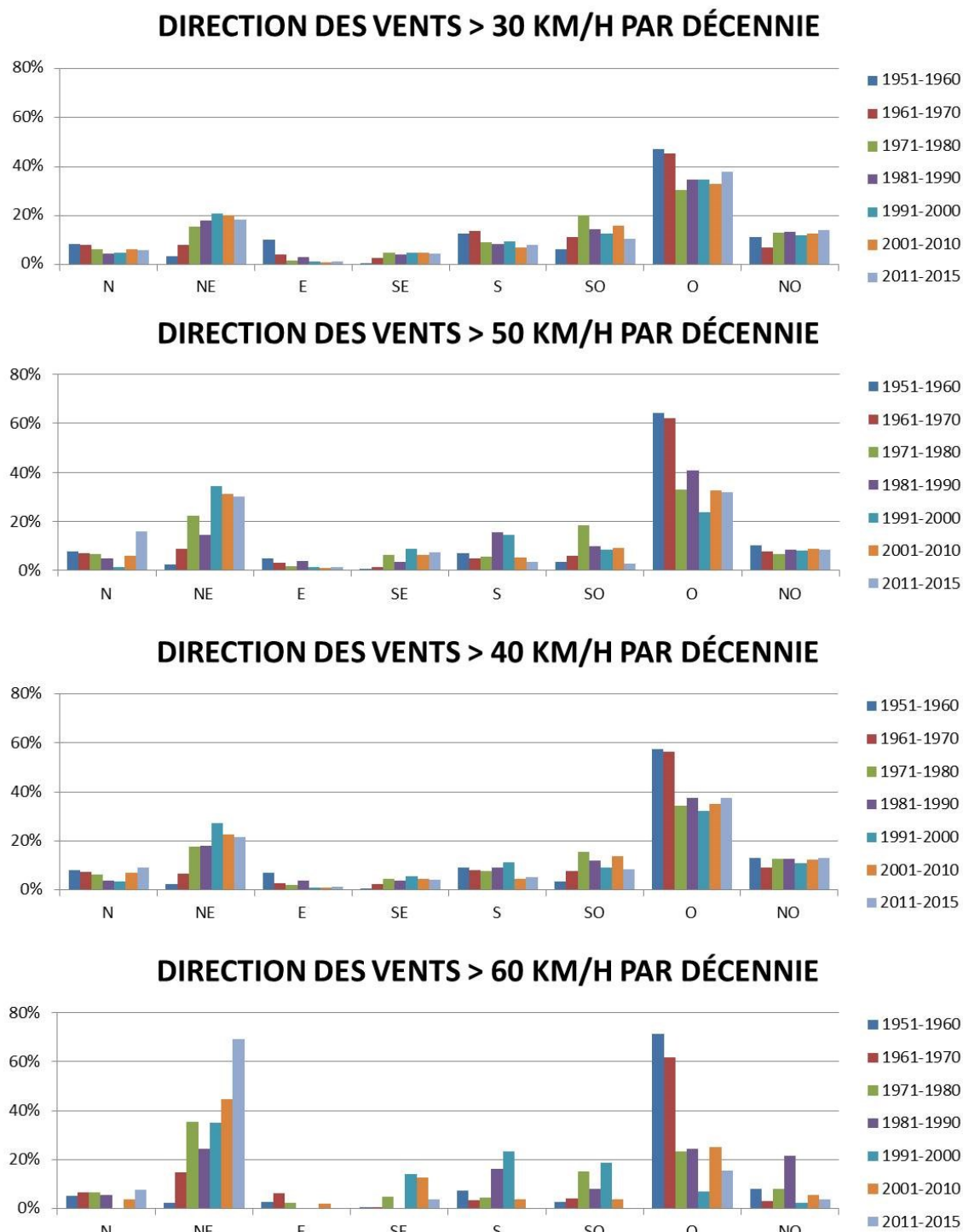


Figure 39 : Proportion de l'occurrence des vents par décennie selon leur direction et leur vitesse à la station de Mont-Joli *

* Total d'heures de vent enregistrées : Plus de 30 km/h : 79 868 h — Plus de 40 km/h : 18 846 h — Plus de 50 km/h : 3 939 h — Plus de 60 km/h : 827 h

3.3.6.2. Vents lors des événements météo-marins recensés

Pendant les événements météo-marins recensés dans les archives et ici étudiés, la vitesse maximale des vents varie entre 40 et 84 km/h pour une moyenne de 53 km/h. Ceux-ci sont de direction nord (48 %) ou nord-est (52 %). Toutefois, comme les dégâts se produisent lorsque les niveaux d'eau sont à leur maximum, la vitesse des vents au moment du niveau réel le plus élevé devient un paramètre beaucoup plus pertinent à observer. Au moment des niveaux réels maximaux des 54 événements recensés où ces deux paramètres ont pu être évalués, la vitesse des vents varie entre 4 et 65 km/h et la moyenne est de 35 km/h.

Toutefois, l'occurrence de dommages côtiers est potentiellement davantage liée à la direction des vents qu'à leur vitesse. Étant donné la variabilité d'azimut d'exposition que les côtes peuvent présenter, ce paramètre est généralement peu approfondi dans les études consultées. La majeure partie des vents enregistrés durant les événements étudiés proviennent du sud (16 %), du sud-ouest (16 %) ou de l'ouest (18 %) et du nord-est (15 %) (figure 40).

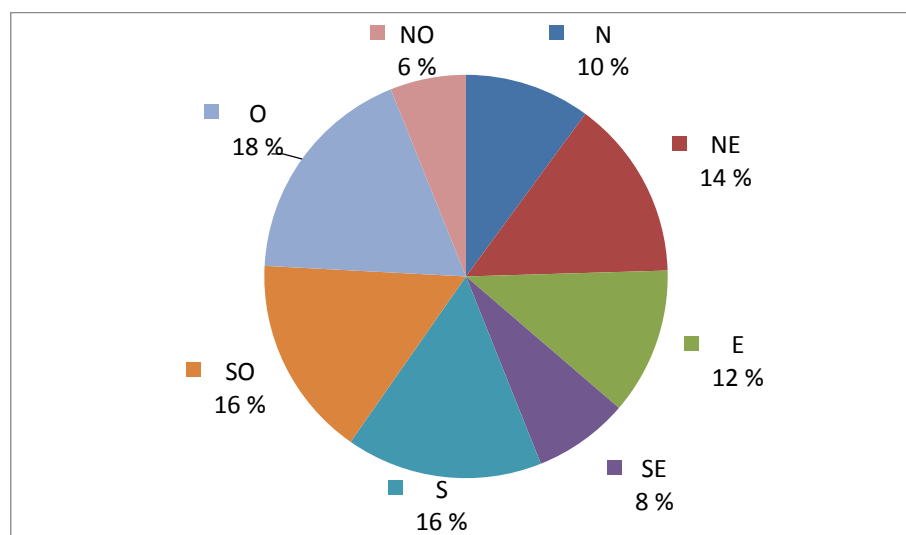


Figure 40 : Pourcentage du nombre d'heures total des vents enregistrés durant les surcotes par direction à la station de Mont-Joli

Pour les vents de plus de 30 km/h, la proportion des vents du sud, du sud-ouest et de l'ouest constituent toujours près de la moitié du nombre d'heures total. Toutefois, on constate également que la proportion des vents du nord-est augmente avec la force des vents.

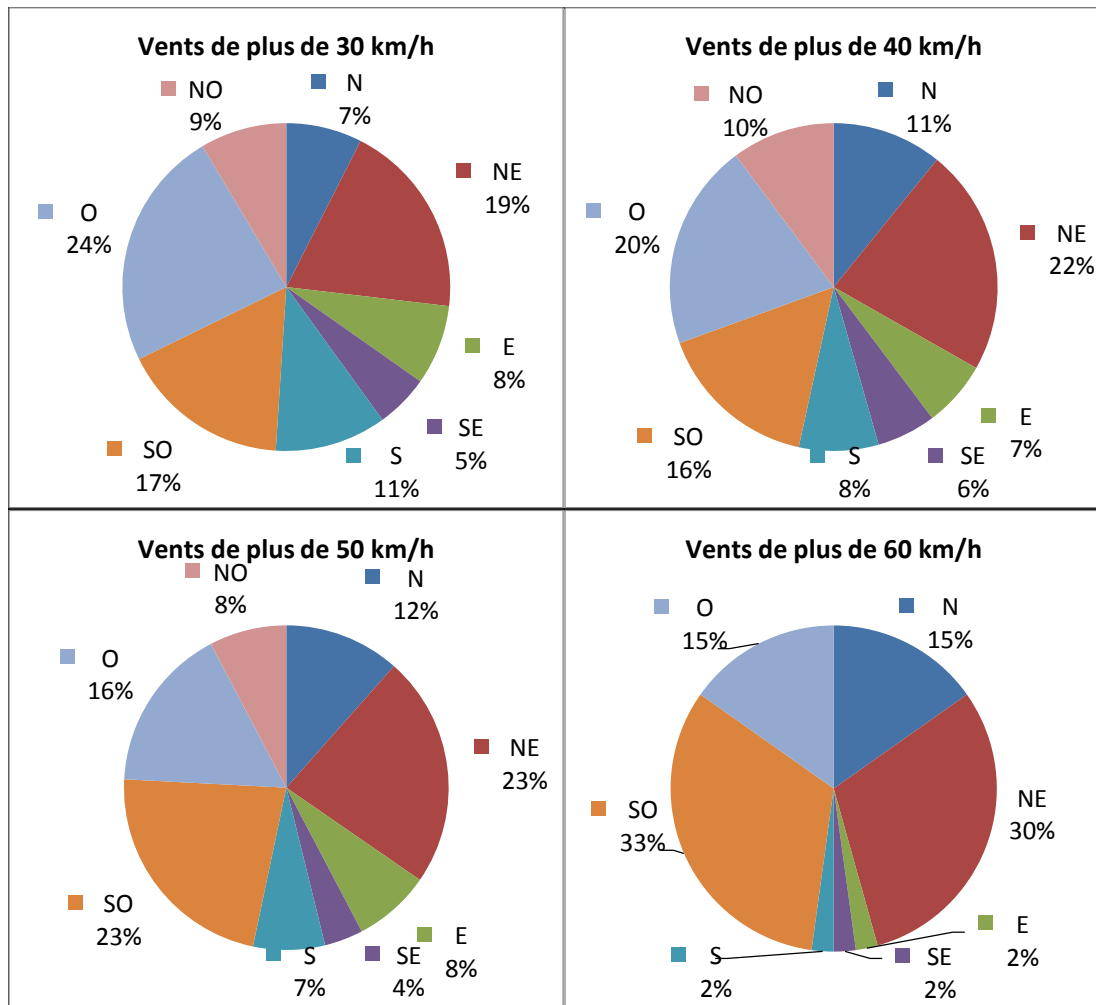


Figure 41 : Pourcentage du nombre d'heures total des vents de plus de 30, 40, 50 et 60 km/h enregistrés durant les surcotes par direction à la station de Mont-Joli

Lorsqu'on regarde les résultats par décennie sur les graphiques de la figure 42, on remarque que la proportion du nombre d'heures de vents du nord-est durant les surcotes est plus importante depuis les années 1981-1990 pour les vents de plus de 30 et 40 km/h. Aussi, on constate une augmentation des vents du nord-est de 50 et 60 km/h et plus au

cours de la décennie 2001-2010, soit des proportions beaucoup plus importantes que par le passé.

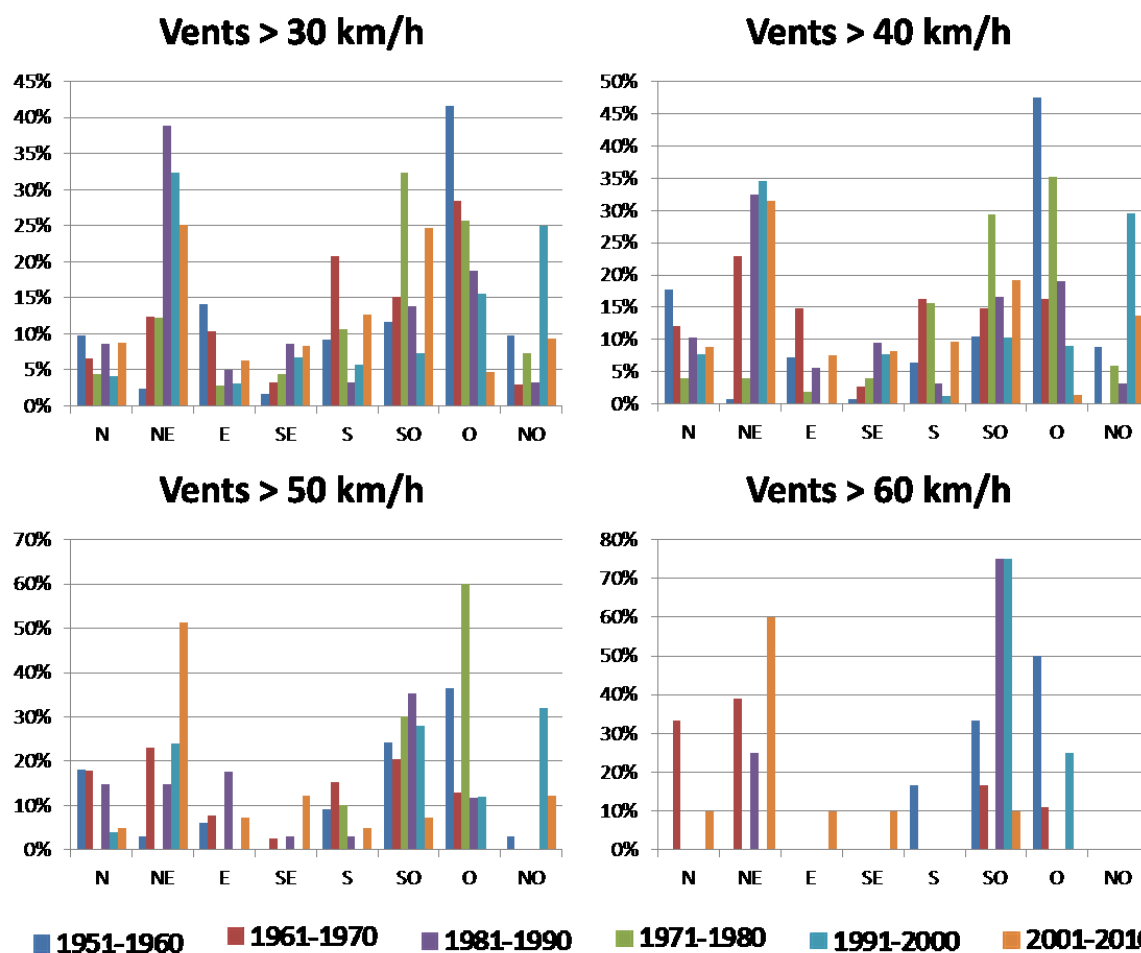


Figure 42 : Proportion des vents de plus de 30, 40, 50 et 60 km/h enregistrés durant les surcotes par direction pour chaque décennie à la station de Mont-Joli

Si on considère que la côte de la zone étudiée est perpendiculaire à la direction nord-est il est possible de penser que l'augmentation des dommages côtiers dans ce secteur soit liée, en partie, à la rotation de direction des vents observée au cours des dernières décennies.

3.4. ÉVALUATION DE L'INFLUENCE DE L'ÉVOLUTION DU NIVEAU MARIN RELATIF

La variation du niveau marin relatif (NMR) est aussi un facteur qui peut être à l'origine de la hausse des événements ayant causé des dégâts sur les côtes. Le NMR tend à afficher des hausses pour les secteurs de l'Atlantique Nord (Boon, 2012, Han, 2014). Toutefois, l'analyse des données marégraphiques provenant des stations de Pointe-au-Père (1897-1983) et de Rimouski (1984-2013), réalisée dans le cadre de ce projet de recherche, montre une tendance de -0,3 mm/an, soit une légère à la baisse du NMR (figure 43).

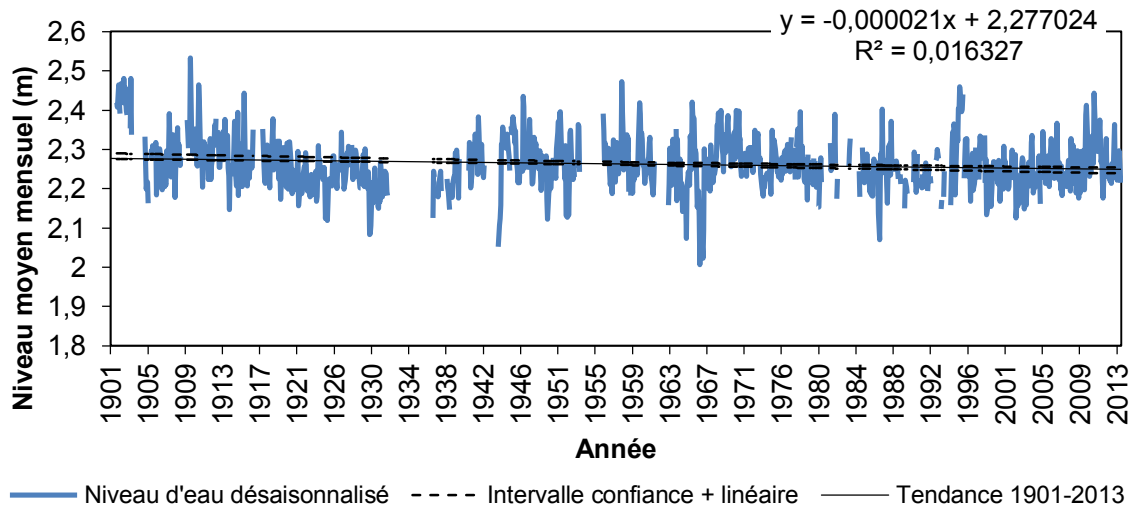


Figure 43 : Niveau marin relatif aux stations marégraphiques de Pointe-au-Père (1901-1983) et de Rimouski (1984-2013)

Les variations annuelles du NMR à ces mêmes stations ont aussi été calculées pour différentes décennies et pour des périodes d'environ 30 ans (tableau 10). Cette analyse montre que cette tendance a évidemment varié depuis 1901. Si les analyses décennales présentent la plupart du temps des baisses du NMR, on observe toutefois des hausses pour les décennies 1931-1940 (+ 2,2 mm), 1961-1970 (+ 7,9 mm) et 2001-2010 (+ 6,1 mm).

Force est de constater que pour ce secteur (Pointe-au-Père — Rimouski), la hausse récente (2001-2010) du NMR n'est pas unique dans l'histoire. Toutefois, l'observation du graphique de la figure 43 permet de supposer que la tendance à la hausse de 2001-2010, voire 2001-2013, soit la plus constante dans le temps. En effet, bien que la hausse de 1961-1970 soit plus importante (+ 7,9 mm), elle semble plutôt attribuable à une importante remontée du NMR à la suite des niveaux extrêmement bas observés en 1966 et ne semble pas s'échelonner sur toute la décennie. La hausse de la décennie 1931-1940 pourrait être attribuable à une progression constante des valeurs de NMR, mais le manque de données entre 1931 et 1937 ne permet malheureusement pas ce constat. La hausse entamée depuis le début des années 2000 semble s'observer sur une plus longue période que celles observées dans le passé.

Tableau 10 : Calcul de la variation du niveau marin relatif par décennie

Période	Pente	Nb. de mois	Variation totale pour la période (m)	Nb. année	Variation/année pour la période (mm)	Proportion de données valides
1901-1910	-0,00093	120	-0,112	10	-11,2	68 %
1911-1920	-0,000186	120	-0,022	10	-2,2	89 %
1921-1930	-0,000122	120	-0,015	10	-1,5	96 %
1931-1940	0,000181	120	0,022	10	2,2	30 %
1941-1950	-0,000258	120	-0,031	10	-3,1	83 %
1951-1960	-0,00004	120	-0,0048	10	-0,5	73 %
1961-1970	0,000659	120	0,079	10	7,9	84 %
1971-1980	-0,000352	120	-0,042	10	-4,2	88 %
1981-1990	-0,000524	120	-0,06288	10	-6,3	60 %
1991-2000	-0,000023	120	-0,00276	10	-0,3	78 %
2001-2010	0,00051	120	0,0612	10	6,1	98 %
2001-2013	0,000373	156	0,058188	13	4,5	97 %

Si l'augmentation récente (2001-2010) des sinistres côtiers peut sembler être liée à la tendance à la hausse du NMR (+6,1 mm/an), il faut aussi observer que le même nombre d'événements (12) se serait produit dans le secteur d'étude pour la décennie 1951-1960 alors que la tendance du NMR était à la baisse (-0,5 mm/an).

Étant donné que l'établissement de tendances sur des périodes aussi courtes que 10 ans pourrait biaiser quelque peu cette interprétation, des analyses supplémentaires de ces tendances ont été réalisées sur des périodes de 30 ans (tableau 11). Les résultats montrent que pour la période 1951-1980 qui présente une tendance à la baisse du NMR (-0,7 mm/an), on compte 30 événements, alors que pour la période 1981-2010, qui présente plutôt une hausse (+0,3 mm/an) on en compte 28, soit pratiquement l'équivalent. Malheureusement, la comparaison du nombre d'événements et des tendances du NMR peut difficilement s'appliquer à la période antérieure à 1960 puisque le nombre d'événements recensés est fort potentiellement influencé par la rareté des archives disponibles.

Tableau 11 : Calcul de la variation du niveau marin relatif sur des périodes de 30 ans

Période	Pente	Nb. de mois	Variation totale pour la période (m)	Nb. année	Variation/année pour la période (mm)	Proportion de données valides
1901-1930	-0,000397	360	-0,14292	30	-4,8	84 %
1921-1950	0,000159	360	0,05724	30	1,9	69 %
1951-1980	-0,000032	360	-0,01152	16	-0,7	82 %
1981-2013	0,000022	396	0,008712	33	0,3	81 %

3.5. ÉVALUATION DE L'INFLUENCE DE L'ÉVOLUTION DE LA COUVERTURE GLACIELLE

Parmi les paramètres d'origine naturelle qui pourraient potentiellement avoir favorisé la hausse récente des événements avec dommages aux zones côtières, notons la diminution de la couverture de glaces de mer hivernales dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent. Afin de valider le rôle de ce paramètre sur la récurrence d'épisodes d'érosion et de submersion dans la zone d'étude, l'évolution de la période de couverture glacielle a été analysée. Rappelons que la diminution de celle-ci expose la côte à l'assaut des tempêtes pour une durée annuelle plus longue. Pour dresser un meilleur portrait des conditions de

glaces de mer, une zone d'analyse glacielle (ZAG) a été délimitée près de la zone d'étude (figure 19). L'évolution de la période d'englacement dans cette zone au cours des quatre dernières décennies y a été étudiée. La diminution de la couverture totale accumulée (CTA) observée par le Service Canadien des Glaces dans la région de la côte-est et dans le golfe du Saint-Laurent a été comparée à celle calculée pour cette ZAG

3.5.1. Évolution de la saison glacielle (hivers 1969-1970 à 2009-2010)

À plus ou moins 3 jours près, la date d'englacement et la date de retour de l'eau libre de glaces pour cette zone ainsi que la durée de la période d'englacement a pu être déterminée. L'apparition des glaces de mer dans la ZAG près du site d'étude survient généralement autour du 23 décembre. Le couvert glacielle peut se mettre en place aussi tôt que le 6 décembre (1980) et aussi tard que le 21 janvier (2007). Au printemps, les glaces disparaissent en moyenne autour du 18 mars, au plus tôt près du 21 février (2010) ou au plus tard vers le 9 avril (1995 et 1983). Selon cette analyse, la durée de la période glacielle varie entre 59 et 106 jours, soit une plage dont la médiane est de 85 jours. Les statistiques liées à cette analyse sont présentées au tableau 12.

Tableau 12 : Statistiques de l'analyse de l'évolution de la saison glacielle entre les hivers 1969-1970 et 2009-2010

	Moyen	Minimum	Maximum	Médian
Jour de l'englacement	25 décembre	6 décembre	21 janvier	24-25 décembre
Jour du dégel	18 mars	21 février	9 avril	18 mars
Nb. de jours glacielle/hiver	84	59	106	85

Comme le montre la figure 44, l'examen des dates d'englacement et de dégel dans la ZAG n'a pas permis de déceler de tendance particulière quant à la durée de la couverture glacielle ou quant au moment où s'opère le changement de couvert marin. Par ailleurs, la dernière décennie ne semble pas non plus se démarquer par des englacements tardifs, des retours précoces à l'eau libre au printemps ou par des durées d'englacement particulièrement inférieures.

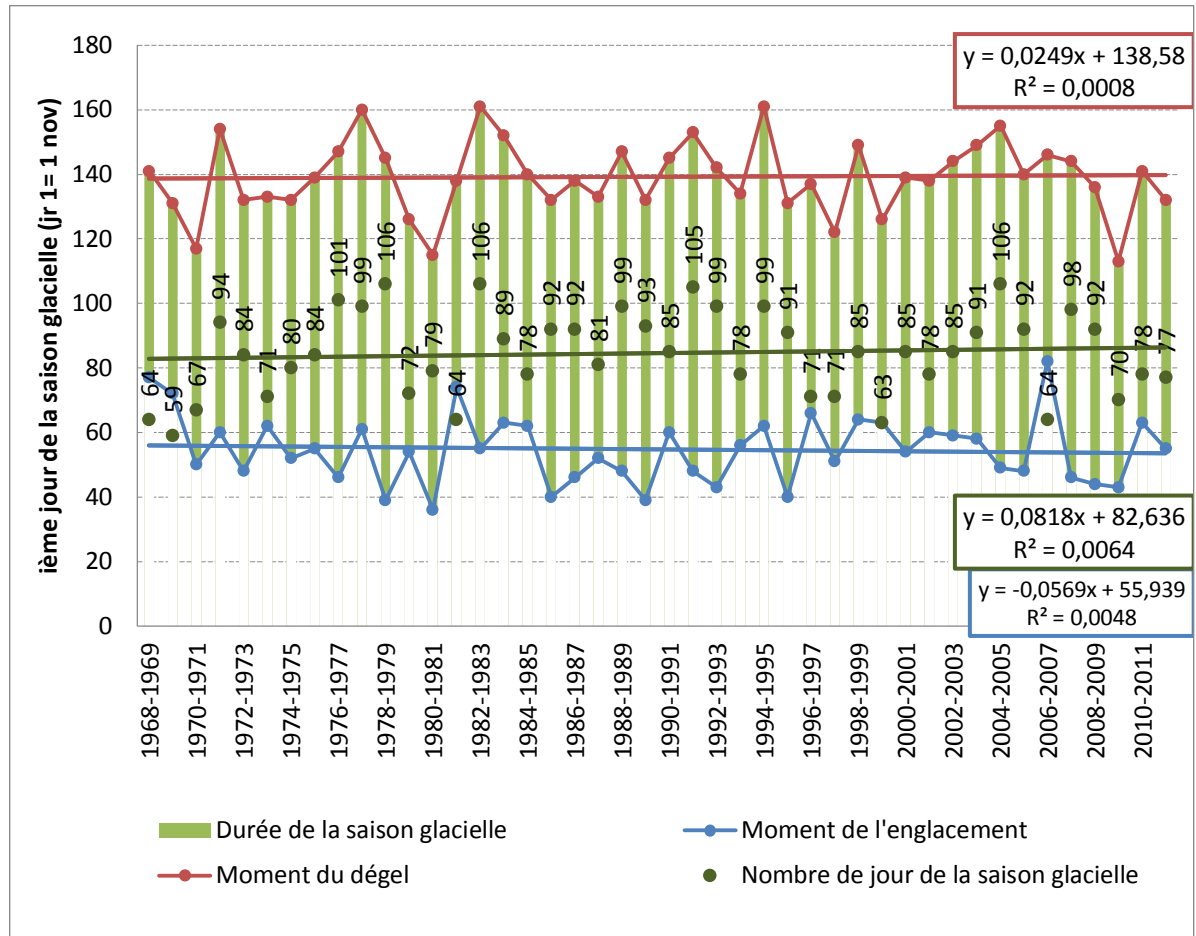


Figure 44 : Évolution de la période glacielle entre les hivers 1968-1969 et 2011-2012 dans la zone d'analyse glacielle

3.5.2. Comparaison des concentrations totales accumulées de glace de mer

La reconstitution des évaluations de CTA faite à partir des données du SCG montre la même tendance que leur propre constat soit une diminution de la couverture totale accumulée dans la région du golfe Saint-Laurent et pour l'ensemble de la côte-est du Canada. L'analyse a été refaite en utilisant uniquement les polygones dont une partie est incluse dans la ZAG. On constate que la tendance est la même à proximité du segment côtier étudié et semble encore plus marquée depuis 2007. Cette observation est moins flagrante pour les régions du golfe ou de la Côte Est du Canada (figure 45). Il faut toutefois savoir que ces polygones représentent de vastes superficies qui peuvent couvrir parfois la largeur complète de l'estuaire. Les résultats obtenus ne peuvent donc pas être interprétés comme la CTA réelle de la ZAG, mais indiquent quand même que la tendance observée à l'échelle du golfe est potentiellement applicable à la zone d'étude.

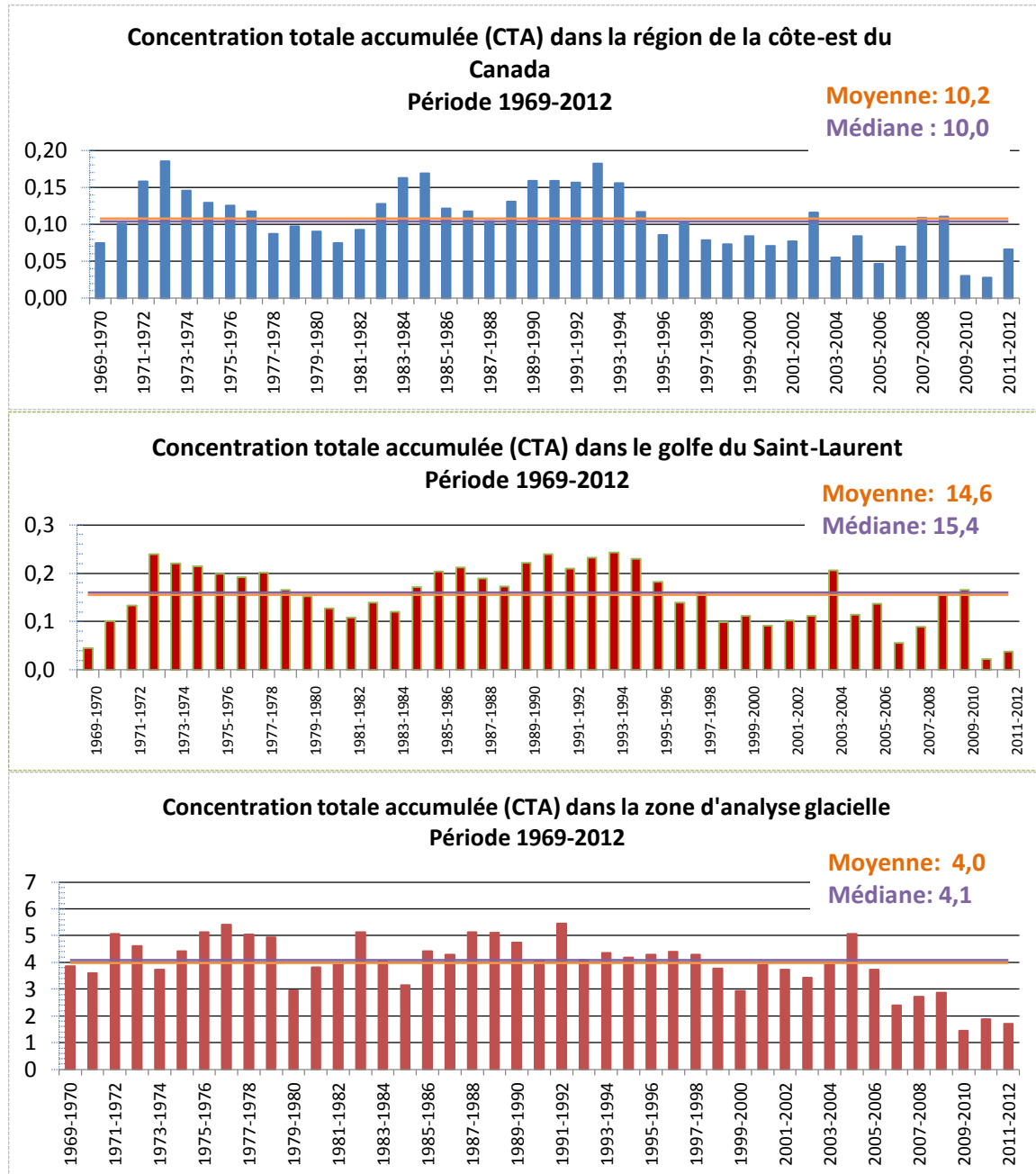


Figure 45 : Évolution des concentrations totales accumulées (CTA) pour les régions de la Côte Est, du golfe du Saint-Laurent et de la zone d'analyse glacielle (ZAG) pour la période 1969-2012

Cette diminution de la CTA dans la ZAG pourrait d'une certaine façon laisser présager une hausse des dommages côtiers liés à la diminution du couvert glaciaire. Pourtant peu des événements recensés se sont produits alors que les glaces de mers étaient présentes, soit deux événements au cours de la décennie 1971-1980 et un seul durant la décennie 1990-2000 (figure 46). En regard de l'impact potentiel de la diminution du couvert glaciaire sur le bilan sédimentaire, la diminution de la CTA dans le golfe ou dans la ZAG ne semble pas avoir eu d'effets perceptibles sur la largeur des plages jusqu'en 2009 (dernière série de photographies analysées).

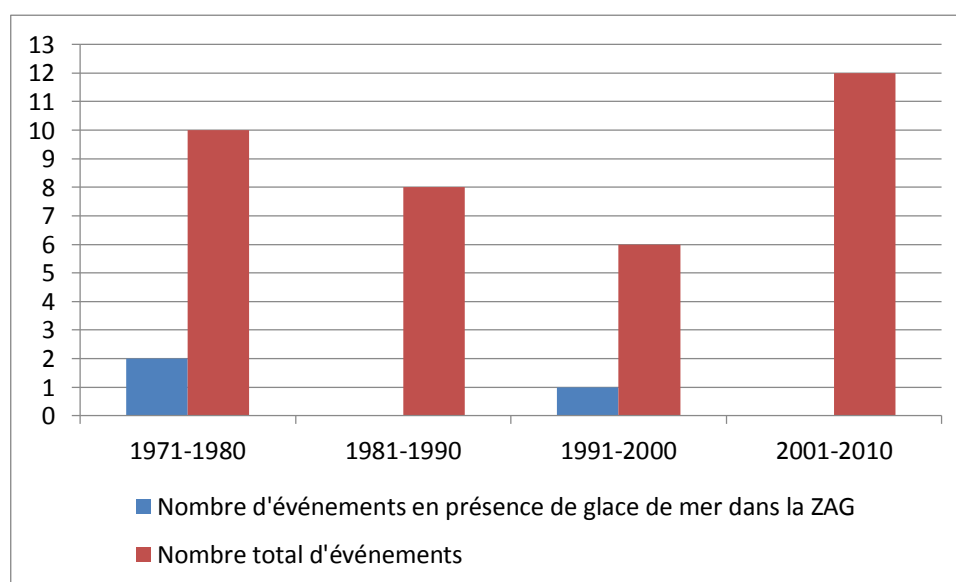


Figure 46 : Événements survenus en présence de glace de mers dans la zone d'analyse glaciaire

3.5.3. Application des conditions de glaces de mer au milieu côtier

Cependant, on ne peut corréler directement l'apparition ou la disparition de la glace de mer avec la présence d'un pied de glace protecteur (Forbes *et coll.*, 2002). La protection des côtes par le pied de glace est plutôt fonction des paramètres géographiques du milieu, notamment l'exposition au vent et des propriétés physiques de l'environnement côtier, soit les types de côtes et la bathymétrie de la zone intertidale (Senneville *et coll.*, 2014).

En général, la stabilité du pied de glace est favorisée par les estrans plus larges et de faible pente, alors qu'elle risque d'être plus sensible là où les estrans sont plus étroits et pentus (Senneville *et coll.*, 2014). Par ailleurs, la présence d'un pied de glace de bas estran avantage également la stabilité d'un pied de glace de haut estran (Dionne, 1973) qui protège la côte.

Les larges estrans, leur faible pente ainsi que l'exposition aux vents du cadran nord-ouest de la côte étudiée sont donc favorables au développement d'un complexe glaciaire stable. En effet, dans l'estuaire, le vent tend à pousser les glaces vers la côte sud du Saint-Laurent où celles-ci s'accumulent donc davantage. Le pied de glace, surtout celui de bas estran, est formé en grande partie par l'accumulation sur le rivage de glaces de mer et de petites crêtes de frasil. Il est formé par l'action combinée du vent et de la marée puis cimenté ensuite par de l'eau de mer (Dionne, 1973).

De plus, les côtes exposées aux vents sont par le fait même exposées à l'action, voire à l'accumulation de glaces de mer flottantes. C'est d'ailleurs le cas de la zone d'étude orientée ouest-sud-ouest – est-nord-est et donc exposée aux vents provenant du cadran sud-ouest à nord-est. Les vents les plus fréquents pendant l'hiver proviennent du sud-ouest, selon Climat Québec (2015a) et sont donc relativement efficaces pour accumuler les glaces flottantes sur la côte de la zone d'étude.

Toutefois, il faut spécifier que les vents hivernaux de 30 km/h et plus proviennent des directions ouest (37 %), nord-ouest (29 %) et nord (7 %) à la station de Mont-Joli, entre 1980 et 2010 (figure 47). Les vents de 30 km/h et plus y représentent 22 % des vents hivernaux à cette station située relativement près de la zone d'étude.

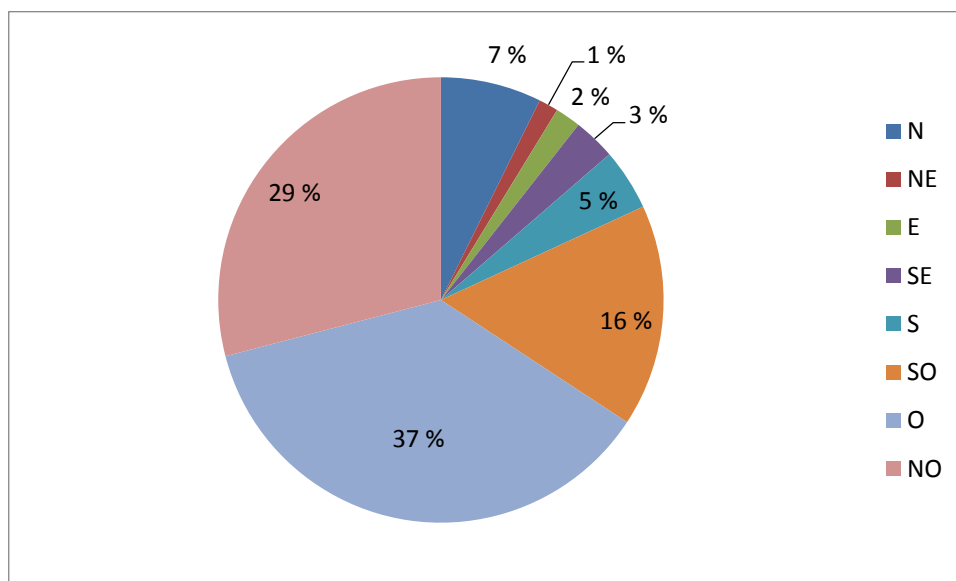


Figure 47 : Proportion des vents hivernaux de plus de 30 km/h (1980-2010) en fonction de leur direction

Ces vents sont susceptibles de contribuer à l'accumulation de glaces côtières lorsque le pied de glace est bien ancré et suffisamment bien développé. Toutefois, durant la période de formation de celui-ci ou durant les redoux hivernaux où le pied de glace se trouve fragmenté, de forts vents combinés à de fortes vagues et de hauts niveaux d'eau peuvent engendrer des processus d'érosion considérables liés à l'assaut de l'eau mélangée aux blocs de glace (O'Neil, 1985).

Il va de soi que lorsque la glace de mer est présente dans la ZAG, le pied de glace est généralement formé. La figure 48 montre qu'aucun événement n'est survenu en présence potentielle du pied de glace estimé durant les mois de janvier à avril inclusivement, au cours de la dernière décennie (2001-2010). Toujours en se rapportant à cette même figure, si l'on considère la présence du pied de glace comme protecteur de la côte, on peut déduire que le nombre d'événements (12) susceptibles d'avoir causé des dommages sur les côtes de la zone d'étude entre 2001 et 2010 est d'autant plus supérieur aux événements survenus durant les décennies antérieures.

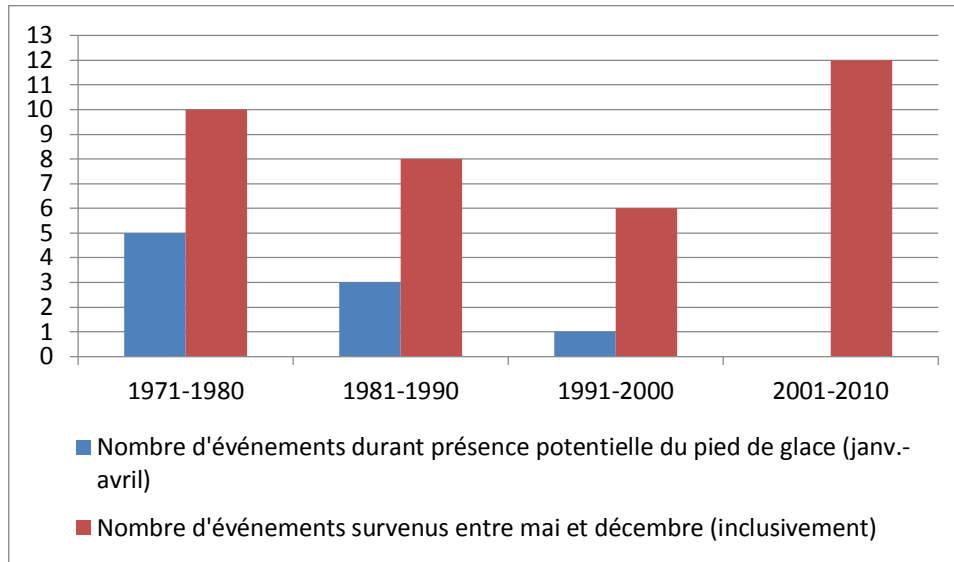


Figure 48 : Événements survenus en présence potentielle du pied de glace

Si peu d'événements se sont produits durant la période de présence potentielle du pied de glace, un examen plus précis des dates des événements révèle que plusieurs ont eu lieu dans la période qui précède la mise en place du pied de glace à la fin de l'automne ou qui suit sa destruction au printemps. Il s'agit généralement de périodes de l'année réputées pour des conditions de forts vents, surtout dans le cas du début de l'hiver, et de niveaux d'eau élevés. La figure 49 montre qu'au cours de la dernière décennie, c'est près de la moitié des événements qui sont survenus durant ces périodes charnières.

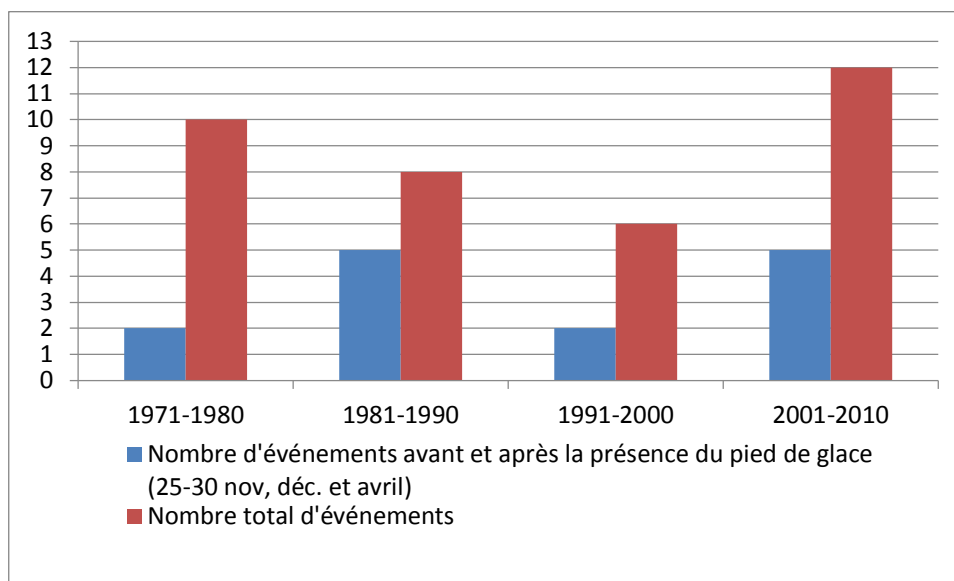


Figure 49 : Événements survenus durant la formation ou la destruction du pied de glace (25 novembre au 31 décembre et 1 au 30 avril)

Il apparaît que l'augmentation des sinistres côtiers durant la dernière décennie ne puisse pas clairement être expliquée par la diminution du couvert glaciaire. Il est possible qu'une variation des conditions climatiques, plus particulièrement des vents, durant les périodes de mise en place et de destruction du pied de glace, soit une piste de réflexion plus ciblée pour explorer les liens entre la présence ou l'absence de glace et l'occurrence d'événements météo-marins destructeurs.

CONCLUSION

Somme toute, le présent projet de recherche a pu établir que le bilan sédimentaire de la plage le long de la côte entre Baie-des-Sables et Matane est plutôt stable. Toutefois, l'alternance observée entre les périodes d'élargissement et de rétrécissement de la largeur de la plage pour la majorité des transects indique que des processus de transit sédimentaire y sont quand même actifs. La variabilité de largeur de plage dans l'espace est potentiellement liée aux caractéristiques de l'estran puisque nous pouvons observer une évolution quelque peu différente pour le secteur de la baie de Matane-sur-Mer. En ce sens, les résultats de cette étude montrent que l'uniformité du type d'estran est peut-être un critère qu'il faudrait davantage considéré lors de l'interprétation d'un bilan sédimentaire sur des estrans mixtes. Quoi qu'il en soit, il semble que le système littoral étudié soit un milieu très résilient, où les processus hydrosédimentaires lors des événements extrêmes sont potentiellement compensés par la dynamique littorale saisonnière ou annuelle.

La présence de structures de protection ne semble pas avoir joué un rôle significatif sur le résultat du bilan sédimentaire. En revanche, si elles ne sont pas responsables d'un déficit sédimentaire qui aurait pu expliquer la hausse récente des sinistres côtiers, elles peuvent néanmoins avoir accentué l'impact des tempêtes sur les zones côtières. En ce sens, leur nombre fortement croissant observé entre les photographies de 1993 et 2009 pourrait expliquer, du moins en partie, l'augmentation des dommages lors de tempêtes et par conséquent, la publication de ces événements dans les archives écrites.

Cependant, pour valider l'amplification de l'effet des tempêtes par les structures de protection dans le milieu étudié, des études plus approfondies devraient être menées afin d'intégrer une distinction quant au type de structure (muret ou enrochement) et à leurs caractéristiques de revêtement (hauteur, rugosité, nombre et taille des interstices, etc.). En outre, d'éventuelles études ciblées sur le comportement de la dynamique côtière à l'endroit des ouvrages de protection durant les événements extrêmes, amélioreraient certainement les connaissances quant à leur impact dans un milieu comme celui étudié. De telles études

pourraient aussi explorer les effets de ces ouvrages sur la capacité de résilience de ces milieux littoraux.

Quant à l'influence des conditions météo-marines, il a été ici montré, une fois de plus, que les paramètres marins et météorologiques conventionnellement utilisés en gestion des zones côtières, soit le niveau d'eau basé sur les niveaux marégraphiques observés seulement, sous-estimaient les niveaux d'eau réellement atteints et que l'emploi seul de la vitesse des vents locaux ne sont pas adéquats pour évaluer les risques côtiers.

L'addition du climat de vague devient donc un élément nécessaire à une analyse rigoureuse des causes des dommages côtiers. L'analyse du climat de vague (hauteur, direction et période) durant les événements répertoriés serait souhaitable pour distinguer quel régime de vague est le plus dévastateur pour chaque milieu côtier. Aussi, une telle analyse pourrait permettre de mieux comprendre les effets de ce paramètre sur le bilan sédimentaire du segment côtier étudié et sur ses propriétés de résilience. De plus, une meilleure connaissance des transformations que peuvent engendrer les caractéristiques de l'estran sur la propagation des vagues est nécessaire pour en arriver à utiliser adéquatement et efficacement les nouvelles connaissances de ce paramètre hydrodynamique dans une démarche de gestion intégrée des zones côtières et des risques côtiers.

De surcroît, la rotation des axes préférentiels des vents, observée depuis les années 1970 dans la présente analyse des paramètres météo-marins, se présente aussi comme piste d'explication à la hausse des événements ayant causé des dommages sur les côtes entre 2001-2010. Bien que moins récent, ce changement du climat éolien, qui est intimement lié à celui des vagues, pourrait avoir provoqué une transformation, plus ou moins lente, de la morphologie de la zone littorale ou avoir eu des effets sur la mise en place, la stabilité ou le développement du pied de glace. Il est ainsi possible que la rotation éolienne observée explique elle aussi en partie la hausse des événements météo-marins observée dans les archives pour la dernière décennie. Mais encore une fois, pour valider cette hypothèse, des investigations du rôle de l'estran sur les conditions marines durant les tempêtes seront nécessaires.

L'hypothèse voulant que la diminution du couvert de glace puisse avoir favorisé la hausse d'événements engendrant des dommages côtiers n'a pu être validée à partir simplement des données de glaces de mer. Toutefois, le fait qu'une tendance à la diminution de la CTA dans la zone d'analyse glacielle ait été observée et qu'aucun événement n'ait été recensé durant la saison glacielle entre 2001 et 2010 ne permet pas non plus d'exclure totalement cette possibilité. La diminution de la couverture glacielle ne semble pas avoir affecté les patrons de formation et de dissipation des glaces de mer ni la durée de la saison glacielle, mais il est possible que la CTA tende à diminuer dans ce secteur aussi. La poursuite des études sur la glace de rive et sur la corrélation entre le développement du pied de glace et celui de divers paramètres climatiques permettra certainement de mieux définir le rôle du glacielle sur l'augmentation récente des sinistres côtiers. Ultimement, le climat de vague durant les événements survenus au cours de la mise en place et la destruction du pied de glace de même que lorsque ce dernier était présent pourrait parfaire les connaissances sur l'impact des tempêtes pendant la période glacielle.

Pour tout dire, la zone côtière entre Baie-des-Sables et Matane présente un bilan sédimentaire plutôt stable qui est peu ou pas affecté par la présence des structures de protection, bien que celles-ci puissent avoir accentué les effets des récentes tempêtes. Le niveau marin tend à augmenter depuis peu dans cette région bien que cette hausse ne soit pas unique dans l'historique du secteur marégraphique étudié. Le bilan sédimentaire ne semble pas non plus affecté par la diminution du couvert glacielle. La piste de la transformation des conditions météo-marines demeure l'explication la plus plausible pour expliquer l'augmentation des événements ayant causé des dommages côtiers dans ce secteur du Québec maritime. Mais de plus amples investigations sont nécessaires pour mieux comprendre les effets de ces facteurs marins et climatiques, notamment une meilleure connaissance des relations entre les caractéristiques de l'estran et la propagation des vagues qui semble une avenue de recherche prometteuse dans un avenir rapproché.

RÉFÉRENCES

- Anfuso, G., et Gracia, F.-J. (2005). Morphodynamic Characteristics and Short-Term Evolution of a Coastal Sector in SW Spain: Implications for Coastal Erosion Management. *Journal of Coastal Research*, 216, 1139-1153.
- BAnQ. Consultation, Août 2014. Les premières photographies aériennes du Québec. Repéré à http://www.banq.qc.ca/archives/genealogie_histoire_familiale/genealogie_banq/branche_histoire/documents_iconographiques/photographies-aeriennes/
- Basco, D. R. (2006). Seawall impacts on adjacent beaches: Separating fact from fiction. *Journal of Coastal Research*, 741-744.
- Bernatchez, P., Brossard-Boucher, G., & Sigouin-Cantin, M. (2012). Contribution des archives à l'étude des événements météorologiques et géomorphologiques causant des dommages aux côtes du Québec maritime et analyse des tendances, des fréquences et des temps de retour des conditions météo-marines extrêmes. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Septembre 2012. 140.
- Bernatchez, P., & Fraser, C. (2012). Evolution of Coastal Defence Structures and Consequences for Beach Width Trends, Québec, Canada. *Journal of Coastal Research*, 285, 1550-1566.
- Bernatchez, P., Fraser, C., Friesinger, S., Jolivet, Y., Dugas, S., Drejza, S., & Morissette, A. (2008a). Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières,. Université du Québec à Rimouski. 256.
- Bernatchez, P., Fraser, C., et Lefaivre, D. (2008b). Effets des structures rigides de protection sur la dynamique des risques naturels côtiers: érosion et submersion. Communication présentée à la Fourth Canadian Conference on geohazards, Université Laval, Québec, QC, Canada, 20 et 24 mai 2008.
- Bernatchez, P., Fraser, C., Lefaivre, D., et Dugas, S. (2011). Integrating anthropogenic factors, geomorphological indicators and local knowledge in the analysis of coastal flooding and erosion hazards. *Ocean et Coastal Management*, 54(8), 621-632.

- Boon, J. D. (2012). Evidence of Sea Level Acceleration at U.S. and Canadian Tide Stations, Atlantic Coast, North America. *Journal of Coastal Research*, 285, 1437-1445.
- Bowen, A. J., et Inman, D. L. (1966). Budget of Littoral Sands in the Vicinity of Point Arguello, California. Institute of Marine Ressources, University of California. 41 p.
- Brommer, M.B. and Bochev-Van Der Burgh, L.M., 2009. Sustainable coastal zone management: a concept for forecasting long-term and large-scale coastal evolution. *Journal of Coastal Research*, 25(1), 181–188. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.
- Cariolet, J.-M. (2011). Quantification du runup sur une plage macrotidale à partir des conditions morphologiques et hydrodynamiques. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*(1/2011), 95-109.
- Charlier, R. H., Chaineux, M. C. P., et Morcos, S. (2005). Panorama of the History of Coastal Protection. *Journal of Coastal Research*, 21(1), 79-111.
- Church, J.A., P.U. Clark, A. Cazenave, J.M. Gregory, S. Jevrejeva, A. Levermann, M.A. Merrifield, G.A. Milne, R.S. Nerem, P.D. Nunn, A.J. Payne, W.T. Pfeffer, D. Stammer and A.S. Unnikrishnan, (2013): Sea Level Change. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- Church, J. A., et White, N. J. (2006). A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 33(1). 4 p.
- Church, J. A., et White, N. J. (2011). Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Surveys in Geophysics*, 32(4-5), 585-602.
- Climat-Québec. Consultation, consulté en octobre 2015a. Normales en tableau. Repéré à http://www.climat-quebec.qc.ca/home.php?id=norm_entab&mpn=stats&slt_nomStations=37&slt_idStation=7055120&slt_variable=2&slt_periode=2&sub=Afficher

- Climat-Québec. Consultation, consulté en septembre 2015b. Rose des vents de la station de Mont-Joli (#7055120). Repéré à http://www.climat-quebec.qc.ca/home.php?id=roses_vents&mpn=stats
- Colle, B. A., Zhang, Z., Lombardo, K. A., Chang, E., Liu, P., et Zhang, M. (2013). Historical evaluation and future prediction of eastern North American and western Atlantic extratropical cyclones in the CMIP5 models during the cool season. *Journal of Climate*, 26(18), 6882-6903.
- Cooper, J. A. G., et Pilkey, O. H. (2004). Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule. *Global and Planetary Change*, 43 (3-4), 157-171.
- Cooper, N. J., et Pethick, J. S. (2005). Sediment Budget Approach to Addressing Coastal Erosion Problems in St. Ouen's Bay, Jersey, Channel Islands. *Journal of Coastal Research*, 211, 112-122.
- Costa, S., et Lebreton, P. (2010). La gestion du trait de côte (Quae éd. Chapitre 1). France: Ministère de l'Écologie de l'Énergie du Développement durable et de la Mer, 74 p.
- Cousineau, P. A., (1998) Large-scale liquefaction and fluidization in the Cap Chat Mélange, Quebec Appalachians. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, , 35(12): 1408-1422
- Dagneau, B., Dionne, J.-C. et Dubois, J.-M..M (2004), Évolution holocène récente et dynamique actuelle des systèmes de barrières sableuses dunifiées de parc nationaux canadiens des Maritimes. Département de géographie et télédétection, Université de ASherbrooke, Bulletin de recherche no 173-175, 184 p.
- Daigle, R., dir. (2006), Les impacts du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer sur la zone côtière du sud-est du Nouveau-Brunswick, Environnement Canada, 646 p.
- Davies, J. L. (1974). The coastal sediment compartment. *Australian Geographical Studies*, 12(2), 139-151.

- Davies, M. (2011). Climate change and shoreline protection. Charlottown, PE, . Prince Edward Island Departement of Environnement, 25 p.
- Dean, R. G. (1986). Coastal armoring: effects, principles and mitigation. Coastal Engineering Proceedings, 1(20), 15 p.
- Didier, D., Bernatchez, P., Boucher-Brossard, G., Lambert, A., Fraser, C., Barnett, R. L., et Van-Wiersts, S. (2015). Coastal Flood Assessment Based on Field Debris Measurements and Wave Runup Empirical Model. Journal of Marine Science and Engineering, 3(3), 560-590.
- Didier, D., Bernatchez, P., Marie, G. et Boucher-Brossard, G., (2016). Wave runup estimations on platform-beaches for coastal flood hazard assessment. Natural hazards, DOI: 10.1007/s11069-016-2399-5.
- Dionne, J.-C. (1963). Les types de côtes de la rive Sud de l'estuaire du Saint-Laurent, de Rivière-du-Loup à Matane. Norois, 38(1), 151-160.
- Dionne, J.-C. (1973). La notion de pied de glace (Icefoot), en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent. Cahiers de géographie du Québec, 17(41), 221-250.
- Dionne, J.-C. (2002). Les erratiques de dolomie à Rivière-Blanche, côte sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent: un indicateur de transport glaciaire et glacial. Canadian Journal of Earth Sciences, 39(8), 1239-1255.
- Dionne, J.-C. (2009). Aspects géomorphologiques de la batture à blocs entre Sainte-Luce-sur-Mer et Sainte-Flavie, côte sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent: Université Laval, Département de géographie.
- Dionne, J.-C., et Coll, D. (1995). Le niveau marin relatif dans la région de Matane (Québec), de la déglaciation à nos jours. Géographie physique et Quaternaire, 49(3). 363-380

- Drejza, S., Freisinger, S., et Bernatchez, P. (2014). Vulnérabilité des infrastructures routières de l'Est du Québec à l'érosion et à la submersion côtière dans un contexte de changements climatiques : Caractérisation des côtes, dynamique hydrosédimentaire et exposition des infrastructures routières à l'érosion et à la submersion, Est du Québec, Volume I, Projet X008.1. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Remis au ministère des Transports du Québec, mars 2014, 226 p. + annexes.
- Dubois, J.-M. M., Bernatchez, P., Bouchard, J.-D., Daigneault, B., Cayer, D., Dugas, S., . (2005). Évaluation du risque d'érosion du littoral de la Côte-Nord du Saint-Laurent pour la période de 1996-2003. Conférence régionale des élus de la Côte-Nord. 291 + annexes.
- Evans, A. W. (1992). The application of geomorphology in coastal management studies. *Ocean et Coastal Management*, 17(1), 47-55.
- Fequet, D., Haché, L., McCourt, S., Langlois, D., Dicaire, C., Prémont, B., Brady, M. (2010). Atlas climatique des glaces de mer cote est 1981 2010. Environnement Canada: <http://iceweb1.cis.ec.gc.ca/30Atlas/page1.xhtml?region=EC&grp=&lang=fr>.
- Environnement Canada, Graph des glaces; consulté en octobre 2015, URL : <http://iceweb1.cis.ec.gc.ca/IceGraph/page2.xhtml?grp=Guest&mn=&lang=fr>
- Forbes, D. L., Manson, G. K., Chagnon, R., Solomon, S. M., van der Sanden, J. J., et Lynds, T. L. (2002). Nearshore ice and climate change in the southern Gulf of St. Lawrence. Communication présentée à la Ice in the environment. Proceedings 16th IAHR International Symposium on Ice.
- Forbes, D. L., Parkes, G. S., Manson, G. K., et Ketch, L. A. (2004). Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology*, 210(1-4), 169-204.
- Freisinger, S. (2009). Géorisques côtiers: adaptation et perceptions des communautés côtières dans le golfe du Saint-Laurent. Mémoire de maîtrise présenté à l'Université du Québec à Rimouski, 118 p.
- Friesinger, S., et Bernatchez, P. (2010). Perceptions of Gulf of St. Lawrence coastal communities confronting environmental change: Hazards and adaptation, Québec, Canada. *Ocean et Coastal Management*, 53(11), 669-678.

- French, P. W. (2002). Coastal defences: processes, problems and solutions: Routledge.
- Grenier, A. (1993) Évolution littorale récente et impact des structures artificielles aux Îles de la Madeleine, golfe du Saint-Laurent, Québec. Mémoire de maîtrise, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, 275 p.
- Griggs, G. B., et Tait, J. F. (1988). The Effects of Coastal Protection Structures on Beaches Along Northern Monterey Bay, California. *Journal of Coastal Research*, Numéro special no. 4, 93-111.
- Guilcher, A. (1981). Cryoplanation littorale et cordons glaciels de basse mer dans la région de Rimouski, côte sud de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35(2), 155-169.
- Han, G., Ma, Z., Chen, N., Thomson, R., et Slangen, A. (2015). Changes in mean relative sea level around Canada in the twentieth and twenty-first centuries. *Atmosphere-Ocean*, 53(5), 452-463.
- Han G., Ma, Z., Bao, H., et Slangen, A. (2014). Regional differences of relative sea level changes in the northwest Atlantic: Historical trends and future projections. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 156-164.
- Hill, H. W., Kelley, J. T., Belknap, D. F., et Dickson, S. M. (2004). The effects of storms and storm-generated currents on sand beaches in Southern Maine, USA. *Marine Geology*, 210(1-4), 149-168.
- Houston, J. R., et Dean, R. G. (2011). Sea-level acceleration based on US tide gauges and extensions of previous global-gauge analyses. *Journal of Coastal Research*, 27(3), 409-417.
- Johnson, J. A., (1959). The supply and loss of sand to the coast. *Journal of the Waterways and Harbour Division*, A3CE, 85, 227-251.
- Koohzare, A., Vaníček, P., et Santos, M. (2008). Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. *Journal of Geodynamics*, 45(2-3), 133-145.

- Kraus, N. C. (1988). The Effects of Seawalls on the Beach: An Extended Literature Review. *Journal of Coastal Research*, Numero special no. 4, 1-28.
- Kraus, N. C., et McDougal, W. G. (1996). The Effects of Seawalls on the Beach: Part I, An Updated Literature Review. *Journal of Coastal Research*, 12(3), 691-701.
- Lambert, A., Bernatchez, P., Didier, D., Arsenault, E., Dumont, D., Senneville, S., et Bismuth, E. (2015). Programme de mesure et de modélisation de la morphodynamique de l'érosion et de la submersion côtière dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent (MODESCO), Phase I. (Version préliminaire). Université du Québec à Rimouski. Rimouski, 121 p.
- Liard, P. 1972. Géologie de la région de Mont-Joli – Matane, comtés de Matane–Matapédia–Rimouski). Ministère des Richesses naturelles, Québec, Rapport DP-202.
- Leclerc, A.-M. (2010). Ouvrages de protection du littoral : effets sur la morphologie des plages et sur les communautés benthiques intertidales, région de Saint-Siméon et de Bonaventure, Baie des Chaleurs (Québec, Canada) Mémoire de maîtrise Mémoire, Université du Québec à Rimouski. 141 p.
- Levoy, F., et Monfort, O. (2009). Détermination des aléas littoraux: outils et méthodes pour la délimitation des zonages. *La Houille Blanche* (1), 24-31.
- Marie, G., Bernatchez, P., Dugas, S., Fraser, C., et Drejza, S. (2014). Marges de sécurité en érosion côtière : évolution historique et future du littoral des MRC de La Mitis et de La Matanie et des municipalités de Cap-Chat et Sainte-Anne-des-Monts [ESRI Shapefile].
- Miles, J. R., Russell, P. E., et Huntley, D. A. (2001). Field measurements of sediment dynamics in front of a seawall. *Journal of Coastal Research*, Vol. 17 no 1, 195-206.
- Nicholls, R. J., et Cazenave, A. (2010). Sea-level rise and its impact on coastal zones. *science*, 328 (5985), 1517-1520.
- O'Neill Jr, Charles R. 1985. «A guide to coastal erosion processes». New York Sea Grant Extension, Cornell University, Ithaca, 15p.

- Ouranos. (2015). Vers l'adaptation. Synthèse des connaissances sur les changements climatiques au Québec. Montréal, Québec. 234 p.
- Page, M., Trustrum, N., et Dymond, J. (1994). Sediment budget to assess the geomorphic effect of a cyclonic storm, New Zealand. *Geomorphology*, 9 (3), 169-188.
- Park, J.-Y., et Wells, J. T. (2005). Longshore transport at Cape Lookout, North Carolina: Shoal evolution and the regional sediment budget. *Journal of Coastal Research*, Vol. 21, no.1, 1-17.
- Pereira D., (2015) WindRose: Graph and table for Direction-Intensity data, Copyright (c), Dernière mise-à-jour le 13 mars 2015
<http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/47248-wind-rose>. Téléchargé le 17/06/2015
- Pilkey, O. H., et Wright III, H. L. (1988). Seawalls versus beaches. *Journal of Coastal Research*, Numero special no. 4, 41-64.
- Plant, N. G., et Griggs, G. B. (1992). Interactions between nearshore processes and beach morphology near a seawall. *Journal of Coastal Research*, 183-200.
- Quintin, C., Bernatchez, P., et Jolivet, Y. (2013) Impacts de la tempête du 6 décembre 2010 sur les côtes du Bas-Saint-Laurent et de la baie des Chaleurs. Vol. 1 (Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières et Chaire de recherche en géoscience côtière, éd., pp. 48). Québec: Université du Québec à Rimouski.
- Regnault, H., Pirazzoli, P. A., Morvan, G., et Ruz, M. (2004). Impacts of storms and evolution of the coastline in western France. *Marine Geology*, 210(1), 325-337.
- Rosati, J. D. (2005). Concepts in Sediment Budgets. *Journal of Coastal Research*, 212, 307-322.
- Ruest, B., Neumeier, U., Dumont, D., Bismuth, E., Senneville, S., et Caveen, J. (2016). Recent wave climate and expected future changes in the seasonally ice-infested waters of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Climate Dynamics*, 46(1-2), 449-466.

- Sabatier, F. (2001). Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône (Docteur de l'université d'Aix-Marseille III), Université de droit, d'économie et des sciences d'Aix-Marseille III (N° d'identification : 0/1/A/I/X/3/0/1/0/3)
- Sabatier, F., Anthony, E. J., Héquette, A., Suanez, S., Musereau, J., Ruz, M.-H., et Regnaud, H. (2009). Morphodynamics of beach/dune systems: examples from the coast of France. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, Vol 15, no.1 2009, 3-22.
- Samat, O. (2007). Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales. Le cas du Languedoc et du delta du Rhône. Université de Perpignan, 341 p.
- Sánchez-Badorrey, E., Losada, M. A., et Rodero, J. (2008). Sediment transport patterns in front of reflective structures under wind wave-dominated conditions. *Coastal Engineering*, 55 (7–8), 685-700.
- Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux du bassin Rhône-Méditerranée-Corse (SDAGE RMC), (2005), Guide technique n°9, Connaissance et gestion de l'érosion du littoral, 51 p.
- Senneville, S., Drouin, S. S.-O., Dumont, D., Bihan-Poudec, A.-C., Belemale, Z., Corriveau, M., Bernatchez, P., Bélanger, S., Tolszczuk-Leclerc, S. et Villeneuve, R. Modélisation des glaces dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent dans la perspective des changements climatiques. Ministère des Transports du Québec. (X012.1).
- SHC, (2014). Information marégraphique. (Version préliminaire). Communication écrite. Institut Maurice Lamontagne. Mont-Joli.
- Shuisky, Y. D., et Schwartz, M. L. (1983). Basic principles of sediment budget study in the coastal zone. *Shore and Beach*, 51 (1) 34-40.
- Sillmann, J., Kharin, V., Zwiers, F., Zhang, X., et Bonaugh, D. (2013). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118 (6), 2473-2493.
- Slaymaker, O. (2003) The sediment budget as conceptual framework and management tool. *Hydrobiologia* 494: 71–82, 2003.

- Slangen, A., Carson, M., Katsman, C., van de Wal, R., Köhl, A., Vermeersen, L., et Stammer, D. (2014). Projecting twenty-first century regional sea-level changes. *Climatic Change*, 124 (1-2), 317-332.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M. et Miller, H. (2007). The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, Cambridge university Press, USA, 235-337.
- Suarez, S. (2009). La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne. (Mémoire présenté en vue de l'Habilitation à Diriger des Recherches), Université de Caen Basse Normandie. (Volume 1 – essai inédit; La question du bilan sédimentaire des côtes; d'accumulation; Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus; morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris; en Méditerranée et en Bretagne)
- Sumer, B. M., Whitehouse, R. J. S., et Tørum, A. (2001). Scour around coastal structures: a summary of recent research. *Coastal Engineering*, 44, 153-190.
- Sutherland, J., Brampton, A., Motyka, G., Blanco, B., et Whitehouse, R. (2003). Beach lowering in front of coastal structures. Joint Defra/EA Flood and Coastal Erosion Risk Management R&D Programme. 115 pages.
- Tait, J. F., et Griggs, G. B. (1991). Beach response to the presence of a seawall; comparison of field observations. DTIC Document. University of California, 63 p.
- Thieler E. Robert, Himmelstoss, E. A., Zichichi, J. L., et Ergul, A. (2009). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) (Version version 4.3.4730) [Open-File Report 2008-1278]. U.S. Department of the Interior: U.S. Geological Survey. Repéré à <http://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/dsas/> Consulté en mars 2014
- Vincent, I., et Arnold, P. (2010). La gestion du trait de côte (Quae éd. Vol. Chapitre 2). France: Ministère de l'Écologie de l'Énergie du Développement durable et de la Mer.
- Wang, X. L., Swail, V. R., et Zwiers, F. W. (2006). Climatology and changes of extratropical cyclone activity: Comparison of ERA-40 with NCEP-NCAR reanalysis for 1958-2001. *Journal of Climate*, 19(13), 3145-3166.

ANNEXE A : DESCRIPTION DES PHOTOGRAPHIES UTILISÉES

Tableau A : Caractéristiques et sources des séries de photographies utilisées

ANNÉE	1927
Échelle/résolution	40 chaînes au pouce (1 : 31 680)
Émulsion	Noir et blanc
Producteur*	Compagnie aérienne franco-canadienne (CAFC)
Fournisseur	Ministère des Terres et Forêts
Distributeur	Inconnu (Archives nationales du Québec)
Commentaire	*P109 Collection Jacques De Lesseps.*
ANNÉE	1948
Échelle/résolution	1 : 35 000
Émulsion	Noir et blanc
Producteur	Inconnu
Fournisseur	Ministère de l'énergie des mines et des ressources
Distributeur	Photothèque nationale de l'air
Commentaire	2,1 km à l'est du secteur d'étude n'est pas couvert par l'imagerie de 1948
ANNÉE	1963
Échelle/résolution	1 : 15 840 (orthorectifiée lidar 21 cm)
Émulsion	Noir et blanc
Producteur	Inconnu
Fournisseur	MRNF — Gouv. QC
Distributeur	Géo-boutique
Commentaire	Géoréférences par le MRNF
ANNÉE	1977
Échelle/résolution	1 : 10 000
Émulsion	Noir et blanc
Producteur	Inconnu
Fournisseur	MRNF Gouv. QC
Distributeur	Géomathèque
Commentaire	

ANNÉE	1985-86
Échelle/résolution	1 :15 000
Émulsion	Infrarouge
Producteur	Inconnu
Fournisseur	MRNF Gouv. QC
Distributeur	Géomathèque
Commentaire	
ANNÉE	1993
Échelle/résolution	1 :15 000
Émulsion	Infrarouge
Producteur	Inconnu
Fournisseur	MRNF Gouv. QC
Distributeur	Géomathèque
Commentaire	
ANNÉE	2009
Échelle/résolution	15 000
Émulsion	Couleur
Producteur	Hauts-Monts inc. (Filiale de « Groupe Alta inc. »)
Fournisseur	Gouvernement du Québec
Distributeur	Inconnu
Commentaire	

* Producteur : Entreprise ou organisme chargé du relevé photographique aérien

Tableau B : Liste des photographies utilisées et date d'acquisition

NO DE PHOTO	DATE (HEURE) DE LA PRISE DE VUE
1927	
46_3_Clip_A_georef_mod.tif	Inconnu
52_1_Clip_A_georef.tif	
52_1_Clip_B_georef.tif	
52_1_Clip_C_georef.tif	
52_1_Clip_CC_georef.tif	
52_1_Clip_D_georef.tif	
52_1_Clip_DD_georef.tif	
52_1_Clip_E_georef.tif	
52_1_Clip_F_georef.tif	
52_1_Clip_H_georef.tif	
52_1_Clip_I_georef.tif	
52_1_Clip_J_georef.tif	
52_1_Clip_K_georef.tif	
52_1_Clip_L_georef.tif	
52_1_Clip_L_georef.tif	
53_1_Clip_A_georef.tif	
53_1_Clip_B_georef.tif	
53_1_Clip_C_georef.tif	
53_1_Clip_D_georef.tif	
1948	
a11660_253	27-06-1948
a11660_254	
a11660_258	
a11660_259	
a11660_260	
a11660_271	
a11660_272	
a11660_274	

NO DE PHOTO	DATE (HEURE) DE LA PRISE DE VUE
1963	
Q63317_107ortho_lidar_21cm_F06	13-07-1963
Q63317_108ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_109ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_110ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_111ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_112ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_113ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_114ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_115ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_116ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_117ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_118ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_119ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_120ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_121ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_122ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_123ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_124ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_125ortho_lidar_21cm_F06	
Q63317_126ortho_lidar_21cm_F06	

No DE PHOTO	DATE (HEURE) DE LA PRISE DE VUE
1977	
Q77101_154	23-06-1977 (8 h 40 à 8 h 46)
Q77101_155	
Q77101_156	
Q77101_157	
Q77101_158	
Q77101_159	
Q77101_160	
Q77101_161	
Q77101_162	
Q77101_163	
Q77101_164	
Q77101_165	
Q77101_166	
Q77101_167	
Q77101_168	
Q77101_169	
Q77101_170	
Q77101_171	
Q77101_172	
Q77101_173	
Q77101_174	
Q77101_175	
Q77101_176	
Q77101_177	
Q77101_178	
Q77101_179	
Q77101_180	
Q77101_181	
Q77101_182	
Q77101_183	
Q77101_184	
Q77101_185	
Q77101_186	
Q77101_187	
Q77114_260	7-08-1977 (10 h 05)

NO DE PHOTO	DATE (HEURE) DE LA PRISE DE VUE
1985-86	
Q85379_002	2-08-1985
Q85379_003	
Q85379_004	
Q85379_005	
Q85379_006	
Q85379_009	
Q85379_010	
Q85379_011	
Q86127_028	21-06-1986 (6 h 17)
Q86127_029	
Q86127_030	
Q86151_038	31-08-1986 (14 h 42)
Q86151_039	
Q86151_040	
Q86151_115	31-08-1986 (15 h 26)
Q86151_116	
Q86151_117	
1993	
Q93403_109	26-07-1993
Q93601_002	1-07-1993
Q93602_062	
Q93602_063	
Q93602_067	
Q93602_068	
Q93602_213	
Q93602_214	
Q93602_215	
Q93602_216	
Q93603_121	25-07-1993
Q93603_122	
Q93608_002	14-07-1993
Q93608_003	
2009	
MOSos_09_BaieSables_21cm_F06	17-09-2009 (14 h 27 à 14 h 29)
MOSos_09_StUlric_21cm_F06	17-09-2009 (14 h 29 à 14 h 32)
MOSos_09_RivMataneAval_21cm_F06	16-09-2009 (17 h 39 à 17 h 40)

Les photographies ont été acquises par l'UQAR ou par LDGIZC dans le cadre de différents projets de recherche. Les dates et heure de prise de vue ont été validées à l'aide :

- du site web de la BANQ (2014);
- de la Géomathèque (communication personnelle Raymond Dubé, téléphone 6-11-2014)
- des dates inscrites sur les photographies originales
- de l'heure observée sur les horloges visibles sur les photographies originales (précision AM ou PM non disponible)

ANNEXE B : ROSE DES VAGUES DURANT LES ÉVÉNEMENTS RECENSÉS ENTRE 1980 ET 2010

